Bild und Bau

der

Schweizeralpen

von

Dr. Carl Schmidt
Professor an der Universität Basel

Basel
In Kommission bei Ernst Finckh

4 57

Bild und Bau

der

Schweizeralpen

von

Dr. Carl Schmidt
Professor an der Universität Basel

Basel 1907
Buchdruckerei Emil Birkhäuser.

Vorwort.

Ein Zwiegespräch mit der Natur ist die geologische Forschung. Wo Geologie gelehrt wird, da sind es Mineralien, Gesteine, fossile Tiere und Pflanzen, Geologische Karten und Profile, Bilder von Landschaften, die im Hörsaal sprechen. Aber noch viel lebendiger klingt ins jugendliche Ohr die Sprache, die im Freien Berg und Tal und weite Ebenen, der Meeresstrand und firnbedeckte Höhen eindringlich reden. — Die Heimat der Geologie ist das Land, wo Schätze des Erdinnern den Menschen anspornen, den Bau der Erdrinde zu erforschen, oder wo Gebirge zu gewaltigen Massen aufgetürmt den Forschungstrieb in besonderem Maße erregen. Bei uns zu Lande ist es diese letztere Triebfeder, der wir es vor allem verdanken, daß die geologische Erforschung der Alpen nie gerastet hat, seitdem die ersten Pioniere vorgedrungen sind. Wie heute die Geologischen Probleme in den Alpen sich gestaltet haben, möchte ich in Wort und Bild den Freunden unserer Berge schildern. Der vorliegende Aufsatz ist die Erweiterung einer akademischen Rede über „Alpine Probleme" (Sonntagsblatt der Basler Nachrichten 11. und 18. November 1906) und vor allem war es mein Bestreben, durch reichliche und sorgfältig zusammengestellte Illustrationen den Text zu verdeutlichen. Mein Wunsch ist es, auch bei Nichtgeologen da und dort Verständnis zu finden. Von dem eigentlichen Rüstzeug des Geologen, von Gesteins- und Petrefaktenkunde werde ich hier wenig reden. Als der Versuch zu einer Synthese mögen meine Darlegungen gelten. Mag auch in gar vielen Punkten spätere Forschung berichtigen und ergänzen, so gewährt es doch eine gewisse Befriedigung, zu erkennen, wie heute die Wissenschaft der Alpengeologie es versuchen kann, die tausendfältigen Einzelbeobachtungen zu einem harmonischen Ganzen zu verbinden. Wir verfolgen die Entwicklungsgeschichte des gewaltigen Gebirgszuges; es offenbart sich uns der einheitliche Bauplan des Walles von

Bergen, zwischen denen die tiefen Täler liegen. Als vor fünfzig Jahren A. Greßly die Gesetzmäßigkeit des Nebeneinandervorkommens mariner Tierreste in den Schichten des Juragebirges erkannte, da tat er den Ausspruch: Ici c'est autre chose que les restes d'un déluge. Die Untersuchung der Gesteinsverbände in den Alpen hat gezeigt, daß nirgends mehr die Massen ihre primäre normale Lagerungsart zeigen, auf weite Strecken türmt sich das Älteste, ursprünglich Tiefste, auf das Jüngste, ursprünglich Höchste; alles scheint wirr durcheinander zu liegen — und doch ist es kein Chaos, sondern ein wunderbar gesetzmäßig gefügtes Gebäude, das heute als eine herrliche Ruine dasteht, deren Bild uns alle Feinheiten und die ganze Großartigkeit des einstigen Baues zu offenbaren vermag.

Basel, den 29. Juni 1907.

C. Schmidt.

In der topographischen Gliederung eines Landes, im Verlauf der Täler, in der Gestalt der Bergketten, im Bilde der Landschaft kommt zum Ausdruck die geologische Struktur, d. h. die Art des Baues der festen Erdkruste. Den anatomischen Aufbau der Lithosphäre erkennen wir als das Resultat eines ungemessene Zeiträume in Anspruch nehmenden Werdeprozesses. Dieses Werden zu erschließen aus der tiefgründigen Erkenntnis des heutigen geologischen Baues eines Landes, ist die vornehmste Aufgabe der Geologie.

Die elementarsten Hülfsmittel, um die geologische Beschaffenheit eines Landes zur Darstellung zu bringen, sind die geologische Karte und die geologischen Profile.

Auf der geologischen Karte sind die Gebiete, wo gleichartige Gesteine zutage treten, d. h. von der Oberfläche angeschnitten werden, mit gleicher Farbe angelegt. Die Beurteilung der Gleichartigkeit oder Verschiedenheit von Gesteinen ist in vielen Fällen durchaus nicht leicht; mannigfache Umstände sind es, die es begreiflich machen, daß gar oft die aus verschiedenen Zeiten stammenden, geologischen Karten, je nach dem Stande der Wissenschaft, der Eigenart des Verfassers oder der Art des vorliegenden Zweckes in verschiedenartigem Gewande erscheinen.

Die geologischen Profile erläutern die Art und Weise wie die Gesteine von ihrem Ausgehenden aus nach der Tiefe zu sich fortsetzen, oder über der heutigen Oberfläche sich einst haben fortsetzen müssen. Die Lagerungsart der Gesteine an der Oberfläche indiziert die Art und Weise dieser Fortsetzung, je nach der orographischen Gliederung mehr oder weniger deutlich, nach der Tiefe zu einerseits, nach oben zu in der Richtung der „Luftlinien" andrerseits. Das Bild des Berges offenbart seine Anatomie. Bilder geben von den Dingen immer nur einen Teil. Tausende von Bildern aus dem ganzen Gebirge müssen wir kombinieren; das eine Bild ergänzt das andere und so entstehen jene Konstruktionen, die quer durch das Gebirgsland, auf die Länge von 300 Kilometer z. B. vom Schwarzwald bis in die Lombardei, den Verband der Gesteine darstellen; so verfolgen wir eine bestimmte Schicht in ihrem komplizierten Verlaufe bis in 10000 Meter Tiefe unter den Boden und wir ergänzen die über den Bergen abgetragenen Gesteinsmassen bis zu Höhen von 15000 Meter über dem höchsten Gipfel.

Schon die ältesten geologischen Karten sowie die ersten geologischen Profile, wie sie vor 100 Jahren gezeichnet worden sind, bringen es zum Ausdruck, wie das Relief unseres Landes mit der Natur des Untergrundes zusammenhängt: Zwischen den beiden „Urfels"-Massiven Vogesen und Schwarzwald liegt die Rheinebene, wo „Sandstein und Mergelgebilde" den Untergrund zusammensetzen. Durch den nordwestlichen Teil der Schweiz zieht die Kalksteinkette des Jura. Zwischen Jura und Alpen, im Mittelland, liegt die Molasse, an deren Südrand die allmählich aus ihr sich entwickelnde „Nagelfluekette" sich anreiht, die Grenzregion gegen die Alpen bildend. Die Alpen selbst erscheinen aus mehreren verschiedenartigen Elementen aufgebaut: Kalk und Flysch setzen die nördlichen Kalkalpen zusammen; unter ihnen tauchen hervor, die höchsten Erhebungen des Gebirges bildend, die aus Granit und Gneis bestehenden Zentralmassive: Montblancmasse, Finsteraarhornmasse und Gotthardmasse. Am Südrande derselben, auf der Linie Chur-Airolo-Martigny-Courmayeur erscheint ein schmaler Zug von Kalk und Schiefer, der bei Sitten auf der Strecke zwischen Montblanc- und Finsteraarhornmassiv mit den nördlichen Kalkalpen in direkter Verbindung steht. Vom Monte Rosa zur Silvretta erstrecken sich wiederum ausgedehnte Massen altkristalliner Gesteine. Im Piemont treten dieselben direkt an die oberitalienische Ebene heran; vom Comersee aus ostwärts bilden den Rand der Alpen die südlichen Kalkalpen. Bei Como treffen wir eine schmale Nagelfluekette, das verkleinerte Analogon der Nagelfluhberge des Napf, Rigi und Speer am Nordrand der Alpen.

Im Norden des Rheins bilden **Schwarzwald** und **Vogesen** zwei von Nord nach Süd sich erstreckende Massen altkristalliner Gesteine, an die je gegen Westen und Osten die Schichtgesteine der Trias- und Juraformation sich anlehnen. Zwischen Schwarzwald und Vogesen liegt das breite **Tal des Oberrheins,** an dessen Rändern die Vorberge wiederum aus triadischen und jurassischen Sedimenten bestehen. Jüngere Ablagerungen der Tertiärzeit und diluviale Schuttmassen, in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, erfüllen die „Grabenversenkung" der oberrheinischen Ebene zwischen den beiden „Horsten" Vogesen und Schwarzwald. Im Breisgau, am Ufer des Rheins bei Breisach, liegen, aus der Ebene aufsteigend, die aus vulkanischem Gestein bestehenden Hügel des **Kaiserstuhls.** — Im Kanton Schaffhausen bildet der Randen die Fortsetzung der schwäbischen Juratafel, die der östlichen Abdachung des Schwarzwaldes aufliegt. Gleichwie in der Rheintalsenke bei Breisach haben auch hier, westlich des Bodensees, vulkanische Laven, aus der Tiefe aufsteigend, das kristalline Grundgebirge, sowie die Schichtgesteine durchbrochen und die aus Basalten und Phonolithen bestehenden Kegel des **Hegaus** aufgebaut.

Die Wogen des Rheins im Laufen von Laufenburg überströmen die Gneise des Schwarzwaldes. Von da aus südwärts verbirgt sich das Grundgebirge in der Tiefe; im Reußtal bei Erstfeld tritt es wieder hervor. Dieselben Schichten der Trias- und Juraformation, die westlich und östlich von Vogesen und Schwarzwald die Plateaulandschaften Lothringens und Schwabens zusammensetzen, bilden in der Schweiz das **Juragebirge.** Westwärts von Biel lagert über den Ablagerungen der Juraformation das System der Schichten der Kreidezeit. Nordwärts der Linie Brugg-Läufelfingen-Reigoldswil sind die Schichten ähnlich wie in Schwaben und wie im Randen annähernd horizontal gelagert; über dem in der Tiefe liegenden Grundgebirge senken sie sich langsam nach Süden. Da und dort beobachten wir Verschiebungen der Schichten längs sogenannter Verwerfungen. Das Ganze bildet eine Tafel, die durch die Täler in einzelne Stücke zerlegt erscheint. Es ist das der T a f e l j u r a, an den sich südwärts die langgezogenen Bergrücken des F a l t e n j u r a anreihen. Zwischen Basel und St. Ursanne liegt direkt südlich der oberrheinischen Tiefebene in der ganzen Breite derselben ein eigentümliches Stück des Juragebirges. Der Basler Tafeljura endigt plötzlich am Ostufer der Birs auf der Linie Basel-Äsch; der Blauen und die Pfirterberge zeigen die Struktur des Kettenjura. Bei Pruntrut setzt die Juratafel wieder ein. Es umsäumt dieselbe hier den Südfuß der Vogesen und sie erstreckt sich weit gegen Südwesten durch die Franche-Comté; bei Dôle tritt das Grundgebirge unter ihr scheinbar inselartig hervor.

Durchqueren wir das Juragebirge von Montbeliard nach Neuchâtel, so sehen wir, wie die im Norden flach liegenden Schichten gegen Süden zu allmählich immer mehr sich zu Gewölben und Mulden zusammenschieben, in Falten sich legen; der Tafeljura geht in den Kettenjura über. Im Aargau und in Baselland ist die erwähnte, von Ost nach West sich erstreckende Grenze zwischen Tafeljura und Kettenjura eine viel schärfere, man möchte sagen gewalttätigere als im westlichen Jura. Über die nach Süden

Fig. 1. PROFILSERIE DURCH VOGESEN, RHEINEBENE & SCHWARZWALD ZUSAMMENGESTELLT VON PROF Dr C. SCHMIDT

Fig. 2.

Vier Profile durch das nordschweizerische Juragebirge,
der Kettenjura als „gefaltete Abscherungsdecke" aufgefasst

nach den Untersuchungen von E. Greppin, F. Jenny, C. Moesch, F. Mühlberg, L. Rollier, U. Stutz, A. Tobler u. nach eigenen Aufnahmen
zusammengestellt von A. Buxtorf, März 1907

Profil 1.
N. Schwarza — Coblenz, Rhein — Achenberg — Endinger Flexur. Ober-Endingen. Mulde von Lengnau. Lengnau — Lägern-Kette. — Mulde v Wettingen. — Würenlos — Limmat S.
Mont terrible Flexur
500 — 0 — -500 — -1000

0 1 2 3 4 5 Km

Profil 2.
N. Rotzel — Laufenburg, Rhein — Verwerfung von Mandach — Schinberg — Bötzen — Bötzberg-Tunel — Kalmegg — Ostende d. Gislifluh — Aare S.
Mont terrible Flexur
500 — 0 — -500 — -1000

Profil 3.
N. Rhein — Sonnenberg — Breitfeld — Kienberg — Sissach — Tennikerfluh — Homberg — Wiesenberg — Hauenstein-Tunnel — Born-Kette — Olten — Aarburg S
Mont terrible Flexur
500 — 0 — -500 — -1000

Profil 4.
N. Landskron-K. — Blauen-Kette — Becken von Laufen — Rangiers-Kette — Stürmer — Trogberg-Kette — Nüsselboden-K. — Passwang-K. — Graitery-K. — Brandberg-K. — Weissenstein-Kette — St. Verena — Solothurn, Aare S.
Mont terrible Flexur
500 — 0 — -500 — -1000

Tertiär — Malm — Ob. u. Mittl. Dogger — Unt. Dogger — Lias — Keuper — Ob. Muschelkalk u. Anhydritgruppe — Unt. Muschelkalk, Buntsandstein u. Perm.
Granit — Porphyr — Gneiss, variscisch gefaltet.

A. Buxtorf

einsinkende Tafel, auf deren Höhen immer mehr jüngere Schichten erhalten geblieben sind, ist der Nordrand des Kettenjura hinübergeschoben, derart, daß die ältesten Schichten der Ketten in mehrfacher Wiederholung auf die jüngsten

Basler Tafeljura und Kettenjura
gesehen von Farnsburg bei Gelterkinden.
Fig. 3.
E W

Kette
Tafel

Phot. Dr. Hinden.

Schichten der Tafel zu liegen kommen. Unsere beiden Juratunnel, der Bötzberg und der Hauenstein, durchfahren gerade diese Überschiebungs- oder Überfaltungsregion des Kettenjura über den Faltenjura.

Malmgewölbe
des M. Raimeux, von der Klus quer durchschnitten
und Tertiärbecken von Moutier.
Fig. 4.
W E

Vgl. E. Brückner, Die feste Erdrinde. 1897.

Im Ketten- oder Faltenjura sind die Schichten der Jura-, Kreide- und Tertiärformation gefaltet und das ganze System liegt auf den steilgestellten Gneisen in der Tiefe, eine „gefaltete Abscherungsdecke“ bildend. Der ganze Kettenjura bildet eine Reihe von lang sich hinziehenden Bergrücken, die im westlichen Jura vom Reculet bis zum Chasseral von Südwest nach Nordost sich erstrecken, im Osten jedoch vom Mont Terrible bis zur Lägern die Richtung von West nach Ost annehmen. Längstäler und Bergrücken verlaufen genau dem geologischen Bau entsprechend,

die Bergrücken sind Gewölbe, in denen die Schichten emporsteigen, die Längstäler sind Mulden, nach welchen zu symmetrisch von Nord und Süd die Schichten sich senken. Die Erscheinungsform der Berge und Täler ist bedingt durch die Art und Weise, wie die Erosion die Gesteinswellen angenagt hat.

Die dickbankigen Kalke des Obern Jura (Malm) und diejenigen des Mittlern Jura (Dogger) — der Hauptrogenstein — bilden schroffe Flühe und waldige Rücken, zwischen denen in weichen mergeligen Schichten ausgewaschene, isoklinale Täler (Comben) sich hinziehen. In Mulden herrschen wiederum Mergel der Kreide- und der Tertiärformation. Sehr schön erkennt man den Bau des Gebirges an den Wänden der quer zum Schichtverlauf das Gebirge durchbrechenden Tälern, in den Klusen. Wie die Wellenberge im Ozean in ihrer Längsausdehnung sich verflachen, gegenseitig sich ablösen und interferieren, so können wir auch im Kettenjura die einzelnen Falten selten unverändert durch das ganze Gebirge verfolgen; ein großes Gewölbe löst sich nach einiger Zeit in kleinere auf, von denen etwa eines im weitern Verlaufe zu einem neuen Hauptgewölbe wird.

Juraformation bei Liesberg (Birstal) Fig. 5.
Dogger Oxford Malm.

Phot. Dr. H. Preiswerk

1. Oberer Rauracien. 2. Unterer Rauracien. 3. Oxford. 4. Variansschichten. 5. Oberer Hauptrogenstein. 6. Homomyenmergel. 7. Unterer Hauptrogenstein.

Sehr schön hat der Bau des Weißensteintunnels und eine erneute, detaillierte Untersuchung dieses kleinen Gebietes uns mit den Feinheiten vertraut gemacht, die dem tektonischen Bau eines scheinbar ganz einfach gebauten Juragewölbes eigentümlich sind.

Von besonderer Bedeutung für die Tektonik des Faltenjura ist die Erscheinung, daß auch Sedimente der Tertiärzeit in den Muldenregionen gelegentlich noch erhalten sind. Diese intrajurassischen Tertiärbecken, deren Schichten

Gewölbe der Vorburg-Kette bei Soyhières. Fig. 6.

Phot. Dr. Hinden

einst in ihrer Fortsetzung das ganze Gebirge überbrückt haben, sind naturgemäß nur da vorhanden, wo das Gebirge am stärksten versenkt ist. Es ist nun sehr auffällig, daß in besonderer Häufigkeit und je in relativ großer Ausdehnung solche Tertiärmulden sich finden im Süden der oberrheinischen Tiefebene, und

Fig. 7.

Geologische Profilserie durch den Weissenstein.
aufgenommen von Aug. Buxtorf (1906)

zwar genau entsprechend der Breite derselben (Becken von Laufen, Delsberg, Moutier, Court). Wir haben es mit einer alttertiären Senkungszone zu tun, die späterhin von der Auffaltung der Juraketten mit erfaßt worden ist. Wir werden später sehen, wie Vogesen, Rheinebene und Schwarzwald nicht nur im Jura, sondern noch viel weiter im Süden quer durch die Alpen bis Ivrea zu verspüren sind.

Der Kettenjura ist ein Seitenzweig des Alpengebirges. Die westlichen Randketten der Alpen zwischen Grenoble und Chambéry lösen sich vom alpinen Bogen los, längs des Lac du Bourget wenden sie sich direkt nordwärts und bilden so den Anfang des Kettenjura, der in einer letzten schmalen stark nordwärts übergelegten Falte mit der Lägern sein Ende erreicht.

Am Westufer des Neuenburger- und Bielersee, bei Solothurn, Aarburg und Aarau sinkt die Kalkschicht, welche die Südwand des Kettenjura bildet, zur Tiefe und die Sandsteine der mittelschweizerischen Molasseformation überdecken in unbekannter Mächtigkeit die marinen Ablagerungen der Jura- und

Ausblick vom Weißenstein auf Mittelland und Alpen. Fig. 8.

Phot. Pfr. Hauser

Kreidezeit. Das fruchtbare Acker-, Wiesen- und Waldland der **Mittelschweiz** umrahmt von Jura und Alpen, entspricht einer großen Mulde, die erfüllt ist von den Bildungen der jüngern Tertiärzeit der Molasse und den Geröllmassen des Diluviums. Am Jurarand sind Schichten der Molasse noch steil aufgerichtet, weiter draußen legen sie sich flach und die Flüsse graben tiefe Schluchten in den weichen Sandsteinen.

Die Molasseformation der Mittelschweiz bildet das helvetische Tertiärbecken. In dem spitzen Winkel, wo bei Chambéry vom Stamm der Alpen der Seitenzweig des Jura sich loslöst, beginnt dasselbe; im Nordosten der Schweiz stellt sich der Bodensee in seiner ganzen Länge quer zur Breite des Molassestreifens. Bei Annäherung an die Alpen beginnen die Molasseschichten all-

mählich sich aufzurichten, es entstehen erst flache Gewölbe, dann stellen sich die Schichten immer steiler, die Höhen der Berge wachsen und vom Thunersee bis an den Bodensee werden die Voralpen aus Nagelfluhbänken aufgebaut, die südwärts gegen die Alpen einfallen. An Stelle der weichen Sandsteine der Mittelschweiz treten am Alpenrande Massen von Konglomeraten (Nagelfluh) vom Alter des Miocäns, die als fluviatile Ablagerungen teils Kalkgerölle, teils Gerölle von kristallinen Felsarten enthalten.

Molassecircus an der Aare bei Golaten (Kt. Bern). Fig. 9.

E Aare Saane W

Phot. Mettler

Am rechten Ufer des Genfersees zwischen Cully und Vevey liegt die Kalk- und Nagelfluhmasse des Mt. Pélerin (1070 m), im Quellgebiet der beiden Emmen wird die Berggruppe des Napf aus Bänken bunter Nagelfluh gebildet, die über 1000 m Mächtigkeit erreicht. In dem Gebirgszug Rigi, Roßberg, Hohe Rhone, Speer, Gäbris nehmen kalkige und bunte Nagelfluh getrennte Horizonte ein und im Toggenburg bildet die Hörnligruppe eine neue Masse, bestehend aus bunter Nagelfluh. Diese bis 1800 m sich erhebende Randkette der Alpen ist in bemerkenswerter Weise fast ganz verschwunden zwischen Châtel-St. Denis und Thun, da wo die Kalkalpen bogenförmig gegen Nordwesten vorspringen. Die subalpine Nagelfluh greift nirgends in alpines Gebiet über. Sie ist als eine Geröllbildung aufzufassen, entstanden am Nordfuß derjenigen Alpen, die zur Zeit der mittlern Tertiär vorhanden waren.

Zwei sehr bedeutungsvolle Besonderheiten der subalpinen Nagelfluh sind zu betonen. Die Gerölle, welche dieselbe aufbauen, können nicht aus denjenigen Teilen der Alpen stammen, die heute die Hauptmasse des Gebirges direkt im Süden der Randzone bilden. Wir finden hier und dort ganz verschiedene Gesteinsarten; die Gerölle der subalpinen Nagelfluh sind *exotisch*. — Auf ihrer ganzen Länge längs des Alpenrandes tauchen die Bänke der subalpinen Nagelfluh südwärts *unter* die alpinen Ketten ein, der Nordrand der Alpen, wie wir ihn vom Säntis bis zum Pilatus aus gefalteten Schichten des Eocän's und der Kreide aufgebaut sehen, ist hinübergeschoben über die

Vierwaldstättersee, gesehen vom Pilatus. Fig. 10.

Photoglob Co. 59

N.
Kulm 1800 m.
Rigi-Klösterli 1300 m
Scheidegg 1665 m
Mythen 1815 m 1902 m
Rigihochfluh 1696
IV Waldst See 440 m
Seelisberg 1001 m.
Niederbauenkulm 1926 m
Oberbauenstock 2121 m
S.

Miocaene Nagelfluh
Eocaen
Helvetische Kreide
Kreide / Jura } Klippen-Facies
Trias
0 1 2 3 Km

Kehrsiten 440 m
Bürgenstock 890 m
Aecherli 450 m
Buochserh. 1627 m
Musenalp 1751 m.
C. Sch. gez.

Vgl. Tobler & Buxtorf. Ecl. geol. Helv. IX.

viel jüngeren Schichten des Speer und des Rigi. Die südwestliche Fortsetzung der Nagelfluh des Napf liegt unter dem Stockhorn verborgen, und im Val d'Illiez ob Monthey tritt diese Molasse-Unterlage der nördlichen Kalkalpen in einem kleinen „Fenster" zu Tage. — Da wo die subalpine Nagelfluh vor ihrem Untertauchen unter die Kalkalpen stark aufgestaut worden ist, wird der scharfe geologische Gegensatz, der zwischen beiden vorhanden ist, orographisch verwischt. Zwischen Rigischeidegg und Rigihochfluh treten wir so von

Pilatus, gesehen von Rigi Känzeli. Fig. 11.

Phot. Photoglob Co.

Vgl. Tobler & Buxtorf. Ecl. geol. Helv. IX.

der subalpinen in die alpine Zone ein; der Unterschied beider dokumentiert sich hier weniger in differenter Höhe, wohl aber drängt er sich dem Beobachter auf durch völlige Verschiedenheit der Struktur und Natur der Gesteinsarten und somit der Physiognomie der Landschaft. An andern Orten ist die Grenze zwischen Alpen und Vorland orographisch viel schärfer ausgeprägt als am Rigi. Das aus Nagelfluh bestehende Schwarzflühli liegt zu Füßen des hoch sich aufstauenden Pilatus. Am Thunersee bildet die nördlichste alpine Kette den 2000 m hohen Sigriswiler Grat, Ralligstock und Spitzfluh. Demselben direkt nördlich vorgelagert bilden in einer Höhe von nur 1000 m die wenig nach Süden geneigten Nagelfluhbänke der Molasseformation das Plateau von

Nordostufer des Thunersees.

Fig. 12.

NW. SE
Ralligstock
Niederhorn
Bodmi
Justi Thal
Leimern
Brienzer See

Spitzfluh
Sigriswil
Justi Thal
Seefeld
Habkern
Harder

0 1 2 3 4 5 Km.

C. Schm. gez.

Subalpine Nagelfluh — Eocaen — Urgon — Untere Kreide — Kreide, Lias (Klippen)

Vgl. F. Kaufmann. B. G. S. XXIV. 1.

Sigriswil. Gleich zu Stein erstarrten Wellen eines hoch brandenden Meeres überragt der Säntis die grünenden Hügel des Appenzeller Landes.

Säntis und Altmann, gesehen vom Speer. Fig. 13.

Phot. C. Seltzer

Schema des Profiles durch den Säntis.
(Die schwarze Linie bezeichnet den Verlauf des Schrattenkalkes vor der Erosion.)
m = Molasse e = Flysch c = Kreide
Vgl. A. Heim. B. G. Sch. XVI. N. F.

Als Bestandteile der **Alpen** betrachten wir diejenigen Gesteinsmassen, die schon vor Ablagerung der subalpinen, miocänen Nagelfluh jenes Gebirge aufgebaut hatten, als dessen Schuttwall wir eben die Voralpen — Rigi, Napf, Speer — kennen gelernt haben. Die Gesteine des Alpenkörpers zwischen dem Rigi bei Luzern und dem Mte. Olimpino bei Como stellen ein System von alten kristallinen Schiefern, versteinerungsführenden Sedimenten und Eruptivgesteinen dar, die man versucht sein möchte, als „alpine“ Felsarten zu charakterisieren. Eine dem heutigen Alpengebiet eigentümliche Art der Gesteinsbildung hat es aber nie gegeben; die Alpen sind ein relativ junges Gebilde; die Entstehung der Bausteine des heutigen Gebirges verfolgen wir bis in die ältesten Zeiten der geologischen Entwicklung der Erde. Im Gebiet der Schweizeralpen erkennen wir als älteste Bildungen ein mächtiges System von kristallinen Schiefern, die nach Analogie mit andern Gebieten entstanden sein sollen vor Ablagerung der ältesten fossilführenden Sedimente. Mit Hilfe der in den Sedimenten eingeschlossenen Organismenreste hat man ihre allgemeine chronologische Reihenfolge festgestellt. Reihen wir die Sedimente der Schweizeralpen in dieses System ein, so erkennen wir, daß unsere älteste fossilführende Ablagerung der **Karbonzeit** angehört. In andern Gebieten haben sich vor dieser Formation eine

Säntisgebirge, gesehen vom Grat Hohe Kasten-Kamor.

Fig. 14.

Phot. Gebr. Wehrli

Süd
Gadolalp
Kreuzberg 2058 m
Roslenfirst 2154 m
Altmann 2438 m
Kalbersäntis 2347 m
Säntis 2504 m
Hühnerberg 2333 m
Nord
Petersalp
0 0,5 1 1,5 2 Km
1000 m ü. M.
C. Sch. 912
Miocaene Molasse
Eocaen
Ob. Kreide
Gault.
Urgon
Unt. Kreide

Vgl. A. Heim B. G. S. XVI. N. F.

Serie von Sedimenten abgelagert, deren Mächtigkeit zum mindesten auf 20,000 Meter geschätzt wird. Die Reihe der alpinen Sedimente, derart beginnend mit dem Karbon, setzt sich nun fort in permischen, triadischen, jurassischen, kretazischen Ablagerungen und findet ihren Abschluß in den marinen Absätzen des nummulitenführenden ältern Tertiär. — In rascher Wanderung durch unsere Alpen haben wir flüchtig es kennen zu lernen, wie aus diesem Gesteinsmaterial das Gebirge sich formte. Das „Bild" der Berge offenbart sich dem geschulten Auge in den Formen der Landschaft, im Auftreten charak-

Wildhauser Schafberg. Fig. 15.

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. A. Heim. B. G. S. XVI. N. F.

Wildhaus und Nordabhang der Churfirsten. Fig. 16.

S N

Kreide

Eocaen

Phot. Gebr. Wehrli

Eocaenmulde von Amden am Walensee Fig. 17.

Durchschlägiberg Amden Kapf Leistkamm

NW SE

Phot. C. Seitzer

teristischer Gesteinsarten und Lagerungsformen. Um den „Bau" des Gebirges zu erkennen, müssen wir späterhin die tausendfältigen Einzelbilder kombinieren und wie bei jeder Synthese wird dabei auch die Hypothese einsetzen müssen.

Es ist hier unmöglich, eine eingehende physiographische Schilderung der einzelnen Teile der Schweizeralpen zu geben, nur kurz kann ich die geologische Gliederung des Gebirges darlegen.

Die Kalkalpen der Schweiz beginnen im Nordosten der Landes, westlich des St. gallischen Rheintales, mit Säntis und Churfirsten. Beide bestehen im wesentlichen aus gefalteten Kreideschichten und zwischen ihnen liegt die breite, von nummulitenführendem Tertiär erfüllte Mulde von Wildhaus. Das System der Falten von Säntis und Churfirsten verfolgen wir weiter durch die Alpen bis zum Thunersee, wo die Bergkette des Brienzerrothorns den Churfirsten — Schrattenfluh und Sigriswilergrat dem Säntis zu entsprechen scheinen. Die Wildhauser Eocänmulde trägt ob dem Walensee das Dorf Amden und setzt sich fort über Brunnen und Sarnen bis ins Habkerntal bei Interlaken. — Am Walensee erscheint in der Basis der Kreideschichten die Juraformation zum erstenmale in sehr komplizierter Lagerungsform; sie bildet den Sockel des Glärnisch, erreicht, wiederum eng zusammengequetscht, die Berge am Urnersee bei Fluelen; dann am Urirotstock, im Norden von Engelberg, in der Gruppe des Faulhorns, am Schildhorn und über Kandersteg bis Adelboden verfolgen wir immer denselben Zug jurassischer Schichten, die in ihrer

Fig. 18.

N Gr. Scheidegg. Wetterhorn. Kl. Scheidegg. S

Phot Photoglob Co.

Gesamtheit das normale Liegende der nördlich daran sich schließenden Kreideketten: Churfirsten, Axenkette, Brienzerrothorn, Morgenberghorn zc., bilden.

Als eine weitere Leitzone für die Struktur der Kalkalpen erkennen wir nun ein neues Band eocäner Schichten, das parallel mit demjenigen von Wildhaus-Habkern weiter alpeneinwärts der Richtung des Gebirges folgt auf eine Länge von ca. 170 km von Pfäffers bis an die Gemmi. Dieser Zone eocäner Schichten gehört jene Flyschmasse an, die im Kanton Glarus die Tiefen der Thäler bildet, während auf den Höhen weit ältere Schichten darauf liegen. Im Schächental, am Surenenpaß und im Talgrund von Engelberg, gegen Westen immer mehr sich verschmälernd, erscheint die Fortsetzung des Glarner Eocäns. Oft kaum noch erkennbar, als schmale Zone entdecken wir dasselbe Eocän am Fuße des imposanten Steilabsturzes der Berneroberländer Riesen, an der Großen und Kleinen Scheidegg, bei Mürren, am Öschinensee, und endlich am Südgehänge des Wildstrubel.

Bei Altdorf befinden wir uns inmitten der soeben durch das Gebirge verfolgten Zone alttertiärer Schichten. Unter denselben steigt am „Scheidnößli" eine Felswand empor, in welcher wir den Malmkalk der obern Juraformation erkennen, darunter liegt an der „Haldeneck" bei Erstfeld: Dogger, Lias, Trias und Perm in nur geringer Mächtigkeit und unter diesem System von flach nordwärts einsinkenden Sedimenten tauchen auf die steilgestellten kristallinen Schiefer des Aarmassivs, die Fortsetzung jener Gneismassen darstellend, die wir am Ufer des Rheines bei Laufenburg verlassen haben. In mannigfachen, meist nordwärts übergelegten kleinen Faltungen, steigen Eocän- und Juraschichten beiderseits des Reußtales immer höher empor; die Gneise des Aarmassivs darunter gelangen zu immer größerer Entwicklung. Wie in Schwarzwald und Vogesen bildeten auch hier die jüngeren Sedimente einst eine kon-

Autochthone Randkette des Aarmassivs

Fig. 19.

Thierberge — Titlis — Berner Alpen — Faulhorn N

S — Aarmassiv — Autochthone Sedimente — Tiefere helv. Decke

Phot. Gebr. Wehrli

tinuierliche Decke über einem alten Grundgebirge, aber am Nordabfall der Alpen liegt diese Decke nicht mehr flach, sondern ist stark zusammengefaltet, gleich wie im Kettenjura, wohl noch stärker. Man spricht von einer autochthonen Randkette des Aarmassivs: Tödi, Windgälle, Schloßberg, Titlis, Gadmerflühe, Wetterhorn und Eiger sind die Hochgebirgskalk-Gipfel derselben.

Ein Blick von Erstfeld gegen Westen ins Erstfeldertal ist instruktiv. Auf der Nordseite desselben erhebt sich über dem Sockel kristalliner Gesteine die

Krönte Spannörter Schloßberg Fig. 20.
S gesehen von der Gr. Windgälle N

Phot. Gebr. Wehrli.

mächtige Kalkmauer des Schloßberges, die südwärts in steilem Verwitterungsprofil abbricht. An ihr beleben senkrechte Felsabstürze, schmale treppenförmig übereinander liegende, horizontale Bänder, vorspringende Erker, einzeln aufragende Zacken in buntem Wechsel die starre vegetationslose Felsmasse, welche, von grellstem Sonnenlichte beleuchtet, einen scharfen Gegensatz zu dem düstern, im Schatten liegenden Grund und Südabhang des Tales bildet. Zu hinterst auf der Wasserscheide des Längstales schiebt sich die Kalkdecke mehrfach bis auf den Gneis durchsägt südwärts vor. Die beiden Spannörter und der oberste Gipfelkopf der Krönte sind Reste der einstigen Sedimentdecke des Zentralmassivs. Am Scheerhorn, am Bifertenstock steigen so die Nummulitenschichten, die jüngsten Sedimente der Alpen, die einst tief am Meeresgrunde gelegen haben, empor bis auf Höhen von über 3400 m. Häufig lagern die mesozoischen Sedimente nicht als ruhige Decke auf und an den Gneisen des Zentralmassivs. Bei der Faltung, die beide Gebirgselemente gleichzeitig betroffen hat, wurden beide stellenweise mit einander verfaltet, ja ineinander gekeilt und geknetet. Die Gneise sind nach Norden über die Kalke geschoben, die Kalke ihrerseits dringen nach Süden keilförmig ein zwischen die Bänke der zentralmassivischen Gneise. An der Windgälle, am Gstellihorn, an der Jungfrau sind diese merkwürdigen Lagerungsverhältnisse zwischen Kalk und Gneis seit Langem bekannt.

Fig. 21.

N Schloßberg 1133 — Gr. Spannort 3202 — Kl. Spannort 3149 S

gesehen von Fürrenalp bei Engelberg.

Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 22.

Spannorthütte mit Gr. Spannort.

Adlerspitze

Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 23.

Bifertenstock und P. Frisal, gesehen vom Tödi.

Phot. Gebr. Wehrli

Bifertenstock
3425
P. Frisal
3295
S
Eocaen
Malm
Kreide
3000 m ü M.
Malm
N
Biferten Gl.
Dogger
Gneiss
2000 m ü M
C Sch gez

Vgl. A. Heim. B. G. S. XXV.

Hüfigletscher i. J. 1888. Fig. 21.

Vgl. C. Schmidt. N. J. f. M. 1886.

Käfern   Kleine Windgälle   Schwarz- u. Rot-Horn   Fig. 25.

S.   Kl Windgälle   N.

Dogger, Malm, Eocaen, Malm, Dogger, Porphyr, Malm, Gneiss

C. Schmidt gez.

0   1 Km

N   S

Gewölbeschenkel, Gewölbekern, Mittelschenkel, Muldenkern, Muldenschenkel

Schema der Falte   Kl. Windgälle   Rot- und Schwarzhorn

Große Windgälle   Großer Ruchen   Kl. Ruchen — Hüfigl.

Querprofile durch die von West nach Ost sinkende Windgällenfalte.

1 : 150 000

E = Eocaen   M = Jura   P = Porphyr   Gn = Krystalline Schiefer.

Vgl. C. Schmidt. Livr. guide 1894.

Gstellihorn, gesehen von Laucherlialp. Fig. 26.

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. A. Baltzer. B. G. S. XX.

Die in der Mittelschweiz scharf ausgeprägte sedimentäre Randzone des Aarmassivs verfolgen wir gegen Osten und gegen Westen längs des Massivs. Wo das Massiv sich senkt und schließlich ganz untertaucht, ist die Sedimentdecke immer mehr erhalten geblieben, sie bildet den Kalkklotz des Tödi und über den Segnespaß erreicht sie das Rheintal, über die Gemmi das Rhonetal. Am westlichen Ende des Aarmassivs bildet so die Masse des Balmhorns die Decke über dem westwärts untertauchenden Gasterngranit. Am Doldenhorn, am Altels und Großen Rinderhorn bilden Eocän, Kreide und Jura eine Schichttafel, die in gegen Nordwesten übergelegten Teilfalten über den Gneisen in der Tiefe untertaucht im Kandertal unter die von Schwemmland fast ganz verdeckte schmale Eocänzone Pfäffers-Gemmi.

Tödi, vom Claridenfirn gesehen. Fig. 27.

Phot. Gebr. Wehrli

Lötschenpaß und Balmhorn Fig. 28.

Phot. Gebr. Wehrli.

Panorama von Kandersteg. Fig. 29.

Phot. Gebr. Wehrli

Sedimentdecke auf dem Westende des Aarmassivs. Fig. 30.

Fig. 31.

Eocaen · Ob. Kreide · Urgon · Unt Kreide · Jura · Lias · Trias · Granit · Gneiss

Vgl. H. Schardt. Geol. Lötschberg-Exp. 1900. M. Lugeon. Ecl. geol. Helv VIII.

Ziehen wir, wie es bis jetzt geschehen ist, den Bau der nördlichen Kalkalpen nur im Gebiet zwischen dem Rheintal von Chur bis Altstätten im Osten einerseits, dem Kandertal und der Gemmi im Westen andrerseits in Betracht, so sind noch zwei wesentliche Punkte nachzutragen. Als eine Leit-

Exotischer Granitblock im Flysch des Habkerntales. Fig. 32.

Phot. Prof. K. Elbs

0 0.5 m

linie habe ich die Eocänmulde Wildhaus-Habkern bezeichnet. Der eocäne Flysch dieser Mulde zeigt nun die Eigentümlichkeit, daß er Breccien und große Blöcke umschließt, deren Ursprung durchaus rätselhafter Natur geblieben ist, seitdem die ersten Pioniere der Alpengeologie vor fast hundert Jahren sie entdeckt haben. Die Gesteinsarten dieser Blöcke und Breccien, deren bekannteste Fundpunkte das Habkerntal und die Gegend von Iberg sind, sind exotisch, d. h. sie stimmen einerseits nicht überein mit den Gesteinen der Hauptmasse der nördlichen Kalkalpen, andrerseits aber zeigen sie die genaueste Identität mit den ebenfalls als „exotisch" bezeichneten Geröllen, welche die miocäne subalpine Nagelfluh aufbauen. — Viel auffälliger ist der zweite Punkt. Die große und die kleine Mythe ob Schwyz sind eine fremdartige Masse; Trias, Jura und Kreide

Die Mythen, gesehen von Schwyz. Fig. 33.

in „exotischer" Ausbildung bauen sie auf. Am Fuße der schroffen Felsen häufen sich die Trümmerhalden, der anstehende Fels rings herum ist Flysch und unter demselben steigt die Kreide der nördlichen Kalkalpen empor am Urmiberg gegen Norden, am Seelisberg und Axenfels gegen Süden. Als eine „Klippe", einen riesigen exotischen Block erkennen wir die Mythen. Sie gehören nicht zu den normalen Bestandteilen der Kalkgebirge am Nordabhang der Alpen. In gleicher Weise sind Klippen: Großer und Kleiner Schien, Mördergrube und Roggenstock bei Iberg, Grabserberg bei Wildhaus östlich, ferner Buochserhorn, Stanserhorn, Giswilerstöcke, Leimern bei Beatenberg westlich der Mythen. Alle diese Klippenberge liegen in der Flyschmulde Wildhaus-Habkern. Sie bestehen alle aus Gesteinsarten, welche sonst den Nordalpen fehlen, in den Ost- und Südalpen aber in analoger Entwicklung sich finden.

Klippe der Gyswilerstöcke. Fig. 34.

Jänzimattberg (Jura der Klippendecke) — Schafnase — Furgge — Gr. Roßfluh — Kringen (Wettersteindolomit der ostalpinen Decke)
NW — SE

Phot. Dr. Hugi Vgl. Denkschr. S. N. G. 1900.

Die Kalkalpen-Ketten der Ostschweiz verfolgen wir gegen Südwesten. Wie die Nagelfluh des Napf brechen auch die Kreide-Kette Pilatus, Sigriswilergrat, die Eocänmulde von Habkern am Thunersee plötzlich ab. Die Brienzerrothornkette hingegen setzt sich über den Harder bei Interlaken gegen Südwesten weiter fort im Kamm des Morgenberges zum Lohner bei Adelboden und zum Wildstrubel. Die Kalkalpen des Wildstrubel, Wildhorn, Diablerets, Dent de Morcles — die Hautes Alpes calcaires — sind die Fortsetzung der in der Mittelschweiz zwischen Windgälle und Brunnen gelegenen Bergzüge, sie bilden zwischen Adelboden und Leuk, zwischen Col de Pillon und Ardon eine stark gefaltete Decke über den tief versenkten kristallinen Schiefern, in denen Aar- und Gotthardmassiv sich verbinden.

Südabhang der Diablerets. Fig. 35.

Vgl. E. Renevier B. G. S. XVI.

Da wo die kristallinen Gesteine des Montblancmassivs und der Aiguilles rouges sich erheben, finden wir an ihrem nordwestlichen Rande dieselbe Art der Lagerung des Kalkgebirges wie in der mittlern Schweiz. Die Dent du Midi besteht aus nordwestwärts überlegten Falten von Jura-Kreide- und Eocänschichten genau wie Dent de Morcles und Große Windgälle; der Mont Buet ist eine Malmtafel wie der Titlis und auf den steilgestellten Gneisen der Aiguilles rouges liegt horizontal eine isolierte Platte von Jurakalk genau wie auf den Gneisen von Spannort und Krönte.

Die gesamten Kalkalpen vom Säntis zum Calanda, von der Rigihochfluh zur Großen Windgälle, vom Sigriswilergrat zur Blümlisalp und in den westlichen Schweizeralpen diejenigen südlich der Linie Frutigen, Lenk, Gsteig, Bex, Samoëns bezeichnet man nach der Ausbildung ihrer Sedimente als Helvetische Kalkalpen. Während in den Gebieten östlich des Thunersees diese helvetischen Kalkalpen direkt an das Molasse-Vorland anstoßen, schiebt sich in der westlichen Schweiz zwischen Molasse und nördlichen Rand der

Gneisberge des Etzlitales, vom Oberalpstock gesehen. Fig. 36.

Phot. Gebr. Wehrli

Gneisgipfel von Finsteraarhorn und Agassizhorn. Fig. 37.

Phot. Gebr. Wehrli

helvetischen Kalkalpen das Gebirgssystem der Freiburgeralpen ein, das von Spiez bis Aigle sich erstreckt und auf der Westseite der Rhone in den Chablaisalpen sich fortsetzt. Verfolgen wir die alpinen Ketten parallel ihrer Streichrichtung von Nordost nach Südwest, so erkennen wir, daß die Freiburgeralpen einsetzen in der südwestlichen Fortsetzung der Eocänmulde Wildhaus-Habkern. Da gerade in dieser Eocänmulde die „Klippen" liegen und da die Ausbildung der Sedimente der Klippen und der Freiburgeralpen identisch und in gleichem Grade verschieden von derjenigen der helvetischen Kalkalpen sind, müssen wir beide als zusammengehörig betrachten. Die Freiburger- und Chablaisalpen sind eine gewaltige Klippenmasse, ein fremdartiges Glied im Bau der Kalkalpen auf der Nordseite des Gebirges.

Seit Alters gelten mit Recht die Zentralmassive des Montblanc, des Finsteraarhorns und des Gotthard als besondere tektonische Elemente im Bau der Alpen. Es sind Massen altkristalliner Gesteine mit eingeklemmten karbonischen Sedimenten, welche unter der Decke jüngerer Ablagerungen hervortreten, da wo das Gebirge am stärksten emporgepreßt erscheint und wo die Decke am stärksten zerstückelt worden ist. Die Gneise, Glimmerschiefer sowie die gebankten Granite, die sog. Protogine, der Zentralmassive stehen steil, oft fächerartig und richten sich genau parallel der alpinen Streichrichtung. Auf der Karte erscheinen die drei Zentralmassive der Schweizeralpen in elliptischer Begrenzung. Das Aarmassiv taucht westlich des Lötschentales unter mesozoischen Sedimenten empor und läßt sich gegen Osten als kompakte Masse, N 60° E streichend, bis unter den Tödi, d. h. auf eine Länge von 110 km verfolgen; noch weiter östlich taucht es bei Vättis noch einmal empor. Auf die Länge von ca. 70 km, d. h. vom Hintergrund des Lötschentales bis nach Amsteg besitzt das Massiv die mittlere Breite von 20 km. An das Aarmassiv angeschmiegt tritt das Gotthardmassiv zwischen Viesch im Rhonetal und Val Gronda im Kanton Graubünden auf ca. 80 km Länge zu Tage. Das Montblanc-Massiv erreicht vom Mont Jovet bis Saillon im Rhonetal eine Länge von 60 km, an seine Nordwestseite legt sich an das Teilmassiv der Aiguilles rouges.

In ihrer orographischen Gliederung zeigen die hochragenden Zentralmassive, mit ihren Gletscherbecken, Besonderheiten, die durch die geologische Struktur bedingt sind. Wo gneisartige Gesteine herrschen, löst sich das Gebirge auf in ein System südwest-nordost verlaufender Gräte und Grätchen, die mit unzähligen Zacken verziert sind, und da und dort erheben sich Hörner hoch über das Gewirr der Gräte. Zwischen die schiefrigen, gneisartigen Gesteine schalten sich langgestreckte Massen granitischer Gesteine, die meist in Bänke sich zerlegen, die mit den Gneisschichten parallel verlaufen. In diesen Alpengranits, den „Protogin", ist die Schlucht der Schöllinen gegraben und aus Alpengranit besteht mit charakteristisch gewundenen Kanten die kühne Pyramide des Bietschhorn. Weitaus der größte Teil des Montblanc-Massivs besteht aus Protogin.

Protoginlandschaft der Schöllenen. Fig. 38.

Edit. Photoglob

Granitpyramide des Bietschhorn. Fig. 39.

Phot. C. Seltzer

Mer de glace mit den Protogin-Aiguilles, gef. von La Flegère. Fig. 40.

Phot. Gebr. Wehrli

Quer zur Streichrichtung der Bänke fließen von den hochgelegenen Gletscherbecken nach Nordwesten und Südosten die Eisströme zu Tale. Zwischen ihnen starren in die Höhe die aus Protogin bestehenden, fein zisilierten „Aiguilles".

Im Jahre 1817 hat der Altdorfer Arzt Lusser im Maiental bei Ferningen mitten in den Gneisen des Aarmassivs eine „merkwürdige Kalkbank" entdeckt. Dieser Kalk und die mit ihm auftretenden Tonschiefer und Eisenoolithe enthalten jurassische Petrefakten. Die Juraformation ist hier in schmalem Zuge konkordant eingekeilt zwischen die zentralmassivisch gestellten Gneise. Seither sind noch viele solche Keile als spitze Mulden innerhalb der Zentralmassive entdeckt worden und namentlich finden wir solche immer, wo zwei Massive in ihrer Längsausdehnung sich drängen, in den zwischen beiden sich hinziehenden Längs-

Fig. 41.

Jurakeil von Fernigen (Uri)
vgl. C. Schmidt. Livr. guide 1894

Andermatt und das Urserntal Fig. 42.

Mulde aus Kalk und Schiefer der Juraformation bestehend, zwischen Gotthard und Aarmassiv.

Phot. Gebr. Wehrli

tälern. Von Truns am Bündner Oberrhein über Oberalp, Urserental, Furka bis Ulrichen im Oberwallis verfolgen wir so die mesozoische Sedimentmulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv, die tief in den Berg hineinsetzt und vom Gotthardtunnel durchfahren wird. Zwischen Montblanc und Aiguilles

Fig. 43.

S Das Tal von Goms (Oberwallis), gesehen vom Längisgrat (Furka). N

Phot. Nikles, Interlaken

rouges eingeklemmt zieht von Martigny nach Les Contamines die Juramulde von Chamonix.

Das Gebiet der alpinen Zentralmassive wird alpeneinwärts abgeschnitten durch Längstäler. Längs des Südrandes von Aar- und Gotthardmassiv wandern wir so von Tal zu Tal, niedrige Pässe überschreitend, von Chur bis Martigny: über Ilanz, Greina, Val Piora, Airolo, Val Bedretto, Nufenen, Brig, Leuk und Sitten. Den Längstälern Val Ferret und Val de l'Allée Blanche folgt der inneralpine Rand des Montblanc-Massivs. Die geologische Bedeutsamkeit dieser die ganzen Schweizeralpen durchlaufenden Inzisionslinie kommt, wie erwähnt wurde, schon auf den ältesten geologischen Karten zum Ausdruck, aber bis heute ist ihre geotektonische Bedeutung nicht in umfassender Weise gewürdigt worden.

Bei Ragaz endigt auf der Westseite des Rheines das Nummuliten führende Eocän, Calanda und Flimserstein bezeichnen den Südrand der helvetischen Kalkalpen. Im Prättigau, im Schanfigg und im Domleschg tritt plötzlich eine ganz andere Gesteinsformation auf. Calanda und Hochwang sind zwei ganz heterogene Nachbarn, getrennt durch das Rheinthal bei Chur. Als „Bündnerschiefer" hat man die dunkeln, kalkig-tonigen, sandigen Schiefer bezeichnet, in denen der Talgrund des Prättigau liegt. In ihrer Hauptmasse gehören sie zur Untern Kreide und zur Juraformation. Diese Bündnerschiefer sind petrographisch analog jenen alttertiären Schiefern der nördlichen Kalkalpen, die nach dem Simmentaler Ausdruck allgemein als „Flysch" bezeichnet werden, sie wären somit als ein Flysch der ältern Kreide- und der Juraformation zu bezeichnen. Diese schiefrige Ausbildung der mesozoischen Sedimente ist bezeichnend für den zentralen Teil der Alpen, wir treffen dieselbe ganz im Westen des Gebirgs bei Cuneo in Piemont und finden sie wieder in den Hohen Tauern der Ostalpen. Während die mesozoischen Formationen im Gebiet von Vogesen, Schwarzwald und Kalkalpen sich abgelagert haben auf steil aufgerichteten Gneisen, bestand der Untergrund dieser Formationen in den innern Teilen der Alpen aus horizontalliegenden kristallinen Schiefern und heute sehen wir im Gebirge, wie die Schichtlagen von Gneisen und Bündnerschiefern in all ihren komplizierten, weit ausgreifenden, meist flach liegenden

W M. Leone Bortelhorn Helsenhorn N Cistella

Fig. 11. Das Massiv des Simplon, gesehen vom Teggiolo.

Falten parallel mit einander verlaufen. Die Bilder aus dem Simplongebiet zeigen das in schönster Weise.

Die Bündnerschiefer des Prättigau erstrecken sich von Chur aus südwärts ins Oberhalbstein, westwärts bis an den Bernhardin und ins Lugnetz. Von Ilanz aus verläßt ihre nördliche Grenze das Rheintal und in schmalem Zuge verfolgen wir sie über Piz Terri, Scopi, Piora, durch das Val Bedretto und über den Nufenen bis ins Binnental immer am Südrand des Gotthardmassivs. Für Juraformation bezeichnende Petrefakten werden in den hochkristallinen Schiefern zuerst am Piz Aul gefunden und von da weg von Ort zu Ort westwärts bis Brig. Wo das Gotthardmassiv bei Fiesch zur Tiefe taucht, schiebt der Bündnerschieferzug sich vor bis ans südliche Ufer der Rhone und erstreckt sich weiter über Brig und Visp bis an den Ausgang des Turtmanntales. Die Nordgrenze der Bündnerschiefer bildet hier das Aarmassiv und wo zwischen Leuk und Raron die Schichten der helvetischen Kalkalpen über dem altkristallinen Kern des Aarmassivs südwärts einsinken, erscheinen von Süden her die Bündnerschiefer an dieselben herangedrängt, genau so wie sie am Rhein bei Reichenau der südwärts einsinkenden Platte des Flimsersteins anliegen.

Es ist eine höchst auffällige Erscheinung, daß der ost- und mittelalpine Bündnerschieferzug bei Leuk abbricht. Genau nördlich von Leuk versinkt das Aarmassiv, hören am Thunersee auf zu existieren die Eocänmulde von Wildhaus-Habkern, die Kreidekette Säntis-Sigriswilergrat und die subalpine Nagelfluh und weiter im Norden, genau auf demselben Meridian, sind die Juraberge des Breisgaus gegen den Schwarzwald um mehr als Tausend Meter versenkt.

Von Siders an wird die Rhonetalsenke im Süden des Wildhorn und der Diablerets und deren Fortsetzung das Val Ferret am Südostrand des Montblanc erfüllt von einer neuen, auf ihrem ganzen Verlauf deutlich zweigeteilten Zone teils schiefriger, teils kalkiger, teils konglomeratischer Sedimente der Juraformation. In den französischen Alpen verbreitern sich beide Hälften dieser Zone und über Moutiers und St. Jean de Maurienne erreichen sie den zentralmassivischen Pfeiler des Pelvoux. Die französisch-italienischen Westalpen werden zwischen Turin und Grenoble z. B. durch eine 10—12 km breite Zone karbonischer Gesteine in zwei Hälften geteilt. Zwischen Modane und St. Michel hat der Arve-Fluß ein enges Quertal sich gegraben in den steil gestellten karbonischen, Anthrazit führenden Schiefern und Sandsteinen. Die französischen Geologen nennen diesen Karbonzug die „axe anticlinale houillère“; derselbe bildet einen zentralen Fächer, gegen den von Westen und Osten her jüngere Schichten einfallen. Die Sedimente der Zone Sitten-Val Ferret-Moutiers legen sich an die Westseite dieses Fächers und mit ihnen tritt der Zug karbonischer Gesteine in die Schweiz, allmählich gegen Nordwesten sich verschmälernd und zwischen Sitten und Siders zugleich mit den jurassischen Sedimenten des Val Ferret-Zuges auskeilend. Im Unterwallis bilden

die karbonischen Schiefer ein isoklinal alpeneinwärts fallendes Schichtsystem, das vom Val d'Entremont, Val de Bagne durchquert wird und am Ausgang von Val d'Hérens und Val d'Anniviers auf der südlichen Seite des Rhonetales noch zu Tage tritt. Wir sehen: Auf der Strecke zwischen Sitten und Leuk im Rhonetal ist einerseits der von Osten heranziehende Bündner-

Das Rhonetal bei Sitten. Fig. 45.

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

schieferzug verschwunden und andererseits keilen hier aus die von Südwesten her in die Schweiz eintretenden Schiefer des Val Ferret mit den karbonischen Gesteinen der antiklinalen Axe der Westalpen. Interessant ist die Struktur der beiden Talabhänge bei Sitten. Am Nordabhang finden wir in den „Brisés du Valais" die Fortsetzung der Sedimente des Val Ferret, unter denselben tauchen empor, nordwärts ansteigend, die gleichaltrigen, aber ganz anders ausgebildeten Schichten von Wildhorn und Wildstrubel. Über den Schichten der

Val Ferretzone, welche die Schlösser von Sitten tragen, liegen anthrazitführende, karbonische Schiefer, darüber baut sich der aus dem sogenannten Pontiskalk und quarzigen Konglomeraten bestehende Steilrand des südlichen Rhonetalabhanges auf. Auch die Kalke und Konglomerate fallen flach nach Süden und auf ihnen liegen die erzreichen Glimmerschiefer und Gneise von Val d'Anniviers und Val d'Hérens und diese selbst tragen am Bec de Bosson und Roc de Budri wiederum Kalke und Schiefer.

In der östlichen Schweiz alpeneinwärts der Bündnerschieferregion zwischen Visp und Oberhalbstein, in den westlichen Schweizeralpen alpeneinwärts des Walliser Karbonzuges erheben sich unter den jüngeren Sedimenten wiederum alte Gneise und Glimmerschiefer, den zentralen Hauptstamm der Alpen bildend. Auch hier sind es die ältesten, aus den größten Tiefen aufgewölbten Gesteine, die zu den höchsten Erhebungen ansteigen. Die vergletscherten Massive des Gran Paradiso, der Dent Blanche, des Monte Rosa, des Rheinwaldhorns bestehen aus flach liegenden Gneisen. Längs der Gotthardlinie von Faido bis Castione bei Bellinzona, zu beiden Seiten von Val Verzasca und Val Maggia baut sich eine Gneisbank auf die andere, in regelmäßigster flacher Lagerung, vom Talgrund bis zu den Spitzen der Berge erlangt der Gneis eine Mächtigkeit von 2500 Meter. — Die weiten Gneisgebiete des westlichen Graubündens, des Tessin und des Wallis sind nun aber keineswegs in ihren Gesteinsarten so einförmig und so einfach aufgebaut als man es auf den ersten Blick wohl glauben möchte. Im westlichen Graubünden beobachten wir, wie die nördlichen Gebiete der Gneise in sogenannte „Massivlappen" geteilt werden, indem von den Bündnerschiefergebieten aus in die nordsüd laufenden Täler S. Giacomo, Mesolcina, Blenio und Leventino schmale Schieferzüge weit nach Süden hineinziehen. Es entstehen so zwischen Oberhalbstein und Tessin die zungenförmig nach Norden sich vorschiebenden Massive: Suretta-Stella, Tambo, Adula und Lucomagno. Es ist anzunehmen, daß die Bündnerschiefer der genannten Täler, unter den Massivlappen durch, sich in der Richtung von Ost nach West verbinden, die Gneise wären über Bündnerschiefer hinübergefaltet. Der projektierte, 26 Kilometer lange Splügentunnel bringt uns wohl einigen Aufschluß über diese supponierte Schieferunterlage des Stella-Suretta-Massivlappens. — In dem Gebiet Faido-Domod'Ossola-Visp sind die von dem Hauptzug der Bündnerschiefer: Airolo, Nufenen, Visp, der sogenannten Bedrettomulde, sich abzweigenden und zwischen den Gneisen im Süden sich durchwindenden Bündnerschieferbänder am zahlreichsten. Geologische Detailaufnahmen des ganzen Gebietes und das Studium der durch den Simplontunnel geschaffenen Aufschlüsse haben in neuerer Zeit eine ungeahnte Komplikation des ganzen Gebietes offenbart, zugleich aber auch es ermöglicht, nicht nur die Einzelheiten klar zu erkennen, sondern auch eine befriedigende Erklärung für den Mechanismus der Gebirgsbildung zu geben. Die Tunnelbohrung hat die überraschende Tatsache erwiesen, daß der Kern des Gebirges nicht aus dem ältesten,

Fig. 46.

Bündnerschiefer (Jura u. Trias) mit Grünschiefer.
Carbon
Gneiss etc.

Aar-Massiv.
Gotthard-Massiv.
Rhone

Eggischh.ⁿ
Mörel
Fiesch
Münster
Ulrichen
Brig
Gebidem
Binn
Saflisch T.
Rappen T.
Blindenh.ⁿ
Nufenen P.
P. Rotundo
Gries P.
Giacomo P.
V. Bedretto
Nafel P.
Cristallina
Berisal
Mineralgruben
Geisspfad P.
Albrun P.
Ofenh.ⁿ
Cervendonc
Helsenh.ⁿ
Ritter P.
Veglia
Bortelh.ⁿ
Hospiz
Simplon
Wasenhn.
Magenh.ⁿ
M. Leone
Simpeln
Fletschh.ⁿ
Gaby
Gondo
Jselle
Teggiolo
Cistella
Devero
Lebendun
M. Giove
Frutt
Basodino
S. Carlo
P. Castello
V. Peccia
Peccia
V. Bavona
Bignasco
Cevio
V. Maggia
Formazza
Toce
P. Forno
Baceno
Verampio
Crodo
Antigorio
Varzo
V. Divedro
P. Rovale
S. Bernardo
V. Bognanca
Zwischbergen
Crevola
Domo d'Ossola
Sonnenh.ⁿ
Bosco
Campo

Aufgenommen von C. Schmidt, H. Preiswerk & A. Stella.

0 1 2 3 4 5 10 15 20 Km

N
S

Jura & Trias:

Furkamulde f
Bedrettomulde b
Magenh.ⁿ mulde m
Eistenmulde e
Gantermulde g
M.ᵗᵉ Carneramulde c
Vegliamulde v
Teggiolomulde t
Albrunfenster af
Varzofenster vf
Bacenofenster bf

Prätriadische Krystalline Gesteine

Eisten-Gneiss E
Ganter-Gneiss G
Berisal-Gneiss B
Ofenhorn-Gneiss O
Valgrande-Gneiss Vg
Lebendun-Gneiss L
Antigorio-Gneiss A
Tessiner-Gneiss T
Verampio-Granit Vp

Fig. 47.

NORDWEST. Rhône Gotthard Massiv Hölzlihorn Binna Ochsenfeld Albrunpass M. Minojo S. Antonio Toce Corona di Groppo SÜDOST.

Meeresniveau

Rhone Feldbach Binna Schienh.ⁿ P. Fizzo M. Orfano Agaro M. Forno Verampio Toce Crevegna Colmine All'Era Preglia

Gotthard-Massiv

Meeresniveau

Rhone Klenenh.ⁿ Wasenh.ⁿ M. Leone M. Carnera Alpienrung Diverio Gunozetth.ⁿ

Meeresniveau

Bredrettomulde b
Furkamulde f
Eistenmulde e
Gantermulde g
M.te Carneramulde c
Vegliamulde v
Teggiolomulde t
Albrunfenster af
Varzofenster vf
Baceno fenster bf

Eisten-Gneiss E
Ganter-Gneiss G
Berisal-Gneiss B
Ofenhorn-Gneiss O
Valgrande-Gneiss Vg
Lebendun-Gneiss L
Antigorio-Gneiss A
Tessiner-Gneiss T
Verampio-Granit Vp

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km

C. Schmidt & H. Preiswerk, März 1905.

Bündnerschiefer — Grünschiefer — Trias — Sericitgneiss, Augengneiss } Gotthard — Paragneiss, Orthogneiss, Serpentin } Simplon

C. Sch. gez.

tiefsten Formationsgliede, aus archäischen Gneisen, sondern aus dem jüngsten, aus Kalkschiefern der Juraformation besteht. — In den Gebieten südlich der Bedrettomulde, deren Südrand über Naretpaß, Tosafälle, Binnental, Saflischtal und Roßwald ob Brig leicht zu verfolgen ist, finden wir nun in weit größerer Ausdehnung und in viel komplizierterer Form, als man früher annahm, durch das ganze Gebirge mesozoische und altkristalline Gesteine innig miteinander verflochten. An den steilen Berghängen, in den tiefen Tälern stoßen wir zwischen den im allgemeinen flach liegenden Gneisen immer wieder auf Zonen von triadischen Kalken und jurassischen Schiefern. Diese Zonen wiederholen sich oft mehrfach übereinander; eine bestimmte Zone können wir auf viele Kilometer Länge durch das Gebirge verfolgen. Bei einer Durchquerung des Gebirges von Brig aus über Berisal, den Furggenbaumpaß, Alpe Veglia, Pizzo Teggiolo, Varzo und den Pizzo Rovale bis ins Val Bognanco zum Beispiel werden zweiundzwanzig Zonen mesozoischer Schiefer und archäischer Gneise durchquert.

Wie diese Zonen in gewundenem Verlaufe das Gebirge durchziehen, möchte ich an einem Beispiele zeigen.

Am steilen südlichen Abhang des Val Divedro ob Gondo, Iselle und Varzo treffen wir zum Beispiel zwei ostweststreichende, mesozoische Einlagerungen in den Gneisen.

Fig. 48.

Pizzo Fizzo (Serpentin) N — Scatta minojo (Gneis über Bündnerschiefern) S

Phot. Dr. Fankhauser

Wir sehen, wie dieselben gegen Osten einerseits bei Crevola das Tal der Diveria und des Toce durchqueren und von da an, im Streichen umbiegend, in nördlicher Richtung am Grenzkamm Antigorio und Tessin auf zirka 25 Kilometer sich verfolgen lassen. Andrerseits sind die gleichen beiden Bänder mesozoischer Gesteine gegen Westen im Talgrund von Zwischenbergen und an der Simplonstraße unterhalb Al Gaby aufgeschlossen, von wo aus sie, wiederum im Streichen umbiegend, nordöstliche Richtung annehmen und vom Ostfuß des Monte Leone aus über Veglia und Devero bis zu den Tosafällen die Zone der „Deveroschiefer" bilden, welche am Griespaß mit den Schiefern der Bedrettomulde verschmelzen. Diese Deveroschiefer werden nordwärts von den „Gneisen des Ofenhorns", denen der Serpentin des Geißpfades angehört, in flacher

Lagerung überdeckt; südwärts liegen sie dem „Antigoriogneis“ auf. Hoch oben an den Flanken des Monte Leone, des Hüllehorn, des Helsenhorn und des Cherbadung tritt über den Ofenhorngneisen ein neues Band von mesozoischen Schiefern zutage, das von den „Verisalgneisen“ bedeckt wird. Tief unten an der Diveria bei Varzo und am Toce bei Baceno erscheint unter dem Antigoriogneis noch einmal ein Komplex mesozoischer Schiefer, in deren Liegendem ein neuer, tiefster Gneis, der „Verampiogneis“ zutage tritt.

Fig. 49.

N Blindenhorn Cherbadung ges. vom Helsenhorn. S

Phot. Dr. Hollenweger

Fig. 50.

S Helsenhorn ges. vom Cherbadung. N

Verisal-Gneis

Bündnerisch.

Ofenhorn-Gneis

Phot. Dr. Fankhauser

Es ist unverkennbar, daß in dem Gebirge zwischen Simplon und Tessintal im ganzen die Schichten kuppel- oder domartig gelagert erscheinen, daß sie aber nirgends von oben nach unten eine normale Schichtfolge vom Jüngern zum Ältern darstellen. Als jüngstes Glied haben wir die jurassischen Bündnerschiefer zu bezeichnen, die, in gewissen Horizonten fossilienführend, als Bedrettomulde zwischen den nördlichen Zentralmassiven und den südlichen Gneisen lagern und einst als kontinuierliche Decke südwärts über das ganze Gebiet sich ausgedehnt haben. Südlich der Bedrettomulde liegen sechs Horizonte verschiedenartiger Gneise mehr oder weniger horizontal übereinander und immer werden je zwei verschiedenartige Gneise durch eine Lage von Bündnerschiefern von einander getrennt. Diese Lagen von Bündnerschiefern müssen wir als Mulden auffassen, denn eine jede derselben ist sowohl gegen den hangenden als auch gegen den liegenden Gneiskomplex von typischen Trias-

gesteinen in mehr oder weniger kontinuierlichem Zuge begleitet. Durch Kombination von Querschnitten durch das Gebirge zwischen Brig und Binn im Norden und Zwischenbergen und Crevola im Süden erhalten wir so für die Region des italienisch-schweizerischen Grenzkammes ein Profil, das bei

Fig. 51.

Geologisches Profil längs der Axe des Simplontunnels.

Schema der Tektonik im Simplongebiet.

Fig. 52.

Vgl. C. Schmidt. Ecl geol. Helv IX.

vollständiger Erhaltung aller Bestandteile einen 8000—9000 Meter umfassenden Schichtkomplex zur Darstellung bringen muß. Dieser Schichtkomplex sinkt von Osten nach Westen; der Tunnel durchfährt die Elemente desselben in relativ schon stark versenkter Position.

Die mechanische Deutung für die skizzierten Lagerungsverhältnisse im Profil durch die Gebirgsmasse des Simplon kann nur gegeben werden, indem man das System der sechs Schieferlagen und der sechs Gneiskomplexe als

übereinander lagernde, flach liegende Isoklinalfalten auffaßt, deren Gneiskerne von Süden, Südwesten und Südosten emporsteigen, nach Norden sich senken, sich verbreitern, wieder aufgestülpt werden und zurückbranden. Die Gneise sind so bis auf 20 Kilometer Länge den flach nach Süden ausgezogenen Mulden der mesozoischen Schiefer aufgelagert. Das komplizierte Faltensystem des Simplon versinkt gegen Westen; vom Massiv des Monte Leone fallen alle Schichten nach Südwesten. Die im Simplongebiet am höchsten

Fig. 53.

Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

liegenden Gneise und Glimmerschiefer, die Gruppe der Berisalgneise, bilden nun eine über Fletschhorn, Mischabel, Mont Fort nach dem Großen St. Bernhard hinziehende breite Zone. Die Täler des Unterwallis: Turtmanntal, Val d'Anniviers, Val d'Hérens, Val d'Hérémence, Val de Bagne zeigen alle analoge Profile. Am Ausgange dieser Täler wird die Karbonzone, „Zone axiale" der französischen Alpen, angeschnitten; darüber liegt Quarzit und Pontiskalk. Im Mittelstück der Täler herrschen die mannigfaltigen Glimmerschiefer und Gneise der Zone „Großer St. Bernhard-Berisal". Auf den Kämmen zwischen Val d'Hérens, Val d'Anniviers und Turtmanntal finden wir über diesen Gneisen an den Becs de Bossons, an der Bella Tola und am Roc de Budri Reste der die altkristallinen Schiefer bedeckenden Triasgesteine. Wir treffen hier auf eine ganz neue Bündnerschiefer-Zone. Bei Zinal und bei Evolène erreichen diese Schiefer, die in breitem Zuge über Barrhorn, Diablons und Mont Pleureur hinziehen, den Talgrund, um südwärts unterzutauchen unter die Arollagneise der Dent Blanche-Masse. Die Bündnerschiefer von Zinal verfolgen wir als ein kontinuierliches Band von den Diablons über Barrhorn, Zermatt, Theodulpaß nach St. Marcel im Aostatal, von dort über Cogne nach Aosta zum Grd. Combin und Mont Pleureur und zurück bis Evolène und Zinal. Dieses elliptische Band von Kalkschiefern und Grünschiefern umschließt eine kompakte Masse kristalliner Gesteine, die nicht wie diejenigen des Mont Blanc- und Gotthardmassivs fächerförmig steil aufgerichtet sind, sondern in ihrer Gesamtmasse flach liegen. Wir kommen zu der Anschauung, daß die gneisartigen Gesteine der Dent Blanchemasse, die im Mont Blanc de Seillon,

Fig. 54. Panorama von der Theodulhütte 3324 m.

Gabelhorn 4073 Zinal Rothorn 4382 Weißhorn 4512

Arollagneise der Dt. Blanche-Decke

Triaskalk und Bündnerschiefer der Zinalmulde

Phot. Gebr. Wehrli

im Monte Colon, in der Dt. Blanche und Dt. d'Hérens, im Matterhorn, Rothorn und Weißhorn hoch aufragen, schüsselförmig auflagern den sie umschließenden und unterteufenden Kalkschiefern der Zinalmulde. — Westlich der Zinalmulde, am Gornergrat, am Weißtor, tauchen unter den Kalkschiefern die domförmig aufgewölbten Gneise des Monte Rosa empor, die gegen Osten durch das Val d'Anzasca sich verbinden mit den Gneisen des Tessin.

Bündnerschiefer und die mit ihnen verfalteten, konkordant darunter liegenden archäischen Gneise bilden den Hauptstamm der Alpen vom Gran Paradiso bis zum Massiv der Suretta. Zwischen Andeer und Castasegna in Val Bregaglia werden die ostwärts einfallenden Gneise von den Bündnerschiefern des Oberhalbstein überlagert. Dieses die ganze axiale Zone der Westalpen durchziehende System flyschartiger Sedimente, die zu Trias, Jura und Unterer Kreide gehören, stößt in Graubünden ab an einer Linie, die wir verfolgen vom Septimer über Tiefenkastel nach Churwalden, von da über Langwies nach Klosters zur Sulzfluh und endlich von dort westwärts zum Falknis. Das östliche und südöstliche Graubünden erscheint als eine neue geologische Provinz.

Rhätikon, Plessurgebirge, Tinzenhorn und Piz d'Err überragen in steilen Gräten und vergletscherten Massiven das Schieferland. Die Splügener Kalkberge, Teurihorn, Steilerhorn, Piz Vizzan sind auf

den Bündnerschiefern schwimmende, starkgefaltete, zusammengestaute Kalkklötze. Die Kalkberge des Mittlern Bündens: Casanna, Schiahorn, Aroser Rothorn, Lenzerhorn, Duncan, Piz d'Aela und Tinzenhorn bestehen aus marinen Kalken der Trias und werden da und dort bedeckt von jurassischen Schichten. Jura und Trias zeigen hier eine Ausbildung, wie sie den Ostalpen und den Mittelmeerländern eigentümlich ist und ähnlich sich wiederfindet in den Klippen der Mittelschweiz, sowie in den Freiburger- und Chablaisalpen, aber fremd ist den helvetischen Kalkalpen. Überall hat es den Anschein, als ob die Bündnerschiefer gegen Osten und gegen Süden untertauchen würden unter die Kalkberge Mittelbündens und des Rhätikon. — St. Antönien im Prättigau liegt inmitten der begrasten, sanft abgerundeten Schieferberge. Über den Schiefern erhebt sich

St Antönien im Prättigau. Fig. 55.

Gargellenjoch — Gempifluh — Madrisaspitz

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. W. v. Seidlitz. Ber. N. G. Freiburg i Br. 1906.

eine steile, graue Felswand, der zum Obern Weißen Jura gehörende Sulzfluhkalk; darüber liegt Triasdolomit und die Spitzen des Grenzkammes bestehen aus Gneis. Nun finden wir am Ostabhang des Gebirges im Vorarlbergischen, bei Gargellen, in tiefen Taleinschnitten unter den Gneisen wieder hervortreten Sulzfluhkalk und Bündnerschiefer. Die Gneise sind somit als ostwärts einfallende Decke über jüngeren Sedimenten liegend, nachgewiesen auf 5 Kilometer Länge. — Vom Gürgaletsch östlich ob Churwalden bis zum Südabhang des Parpaner Weißhorn verfolgen wir eine kompliziert zusammengesetzte Serie jurassischer und triadischer Schichten in ostalpiner Entwicklung. Die Bündnerschiefer von Tschiertschen fallen gegen Süden, diejenigen der Lenzerheide gegen Osten unter diese Platte ein und über ihr liegen die Gneise des Erzhorns und der Alp Sanaspans. — Die über jüngern Sedimenten liegenden Gneise des Madrisa stehen gegen Osten und Süden in ununterbrochenem Zusammenhang mit der ausgedehnten Masse altkristalliner Gesteine, die von der Silvretta bis zum Piz Kesch sich ausdehnt. Unter diese Gneise tauchen die Kalke des Plessurgebirges, auf ihnen liegen diejenigen des Ducan und dann südlich des Engadin die vielgegliederte Kalkmasse der Ofenerberge bis zum Piz Umbrail am Stilfserjoch und Piz Lat ob Martinsbruck. Bei Landeck durchqueren die Silvrettagneise das Inntal und ohne Unterbruch setzen sie sich fort in die Ötztalmasse, die gegen Südwesten unter die Kalkgebirge der Ortler-, das heißt Piz Lat-, Piz Umbrail-Masse untertaucht. Silvretta und Ötzmasse stellen sich als eine tektonische Einheit dar. Im Val d'Uina, im Scarltal ist die Decke von Triasgesteinen durchsägt, die basalen Gneise treten darunter zutage und wiederum erscheinen dieselben in schmalem Streifen am Südufer des Inn im Unterengadin zwischen Nauders und Guarda, wo sie mit den Gneisen des Piz Linard sich verbinden.

Da wo so in schmalem Zuge zusammengequetscht die Silvrettagneise unter das triadische Deckgebirge der Piz Lischanamasse südwärts untertauchen, tritt unter ihnen hervor das Bündnerschiefergebiet des Unterengadin. Die an Einlagerungen basischer Eruptivgesteine reichen Bündnerschiefer des Unterengadin gehören nach ihrem Alter zum Jura und zur untern Kreide, sie sind identisch mit den Schiefern, die Prätigau und Schanfigg erfüllen. In elliptischer Masse von 55 Kilometer Länge und 25 Kilometer maximaler Breite treten dieselben zutage zwischen Guarda im Südwesten und Prutz im Nordosten. Im Mutler und Piz Mondin erheben sie sich über 3000 Meter und gegen Nordwesten tauchen sie unter die Gneise der Silvretta, um, wie wir heute annehmen, sich unterirdisch zu verbinden mit den Schiefern des Prättigau. Gleichwie die Gneise der Dent Blanche im Wallis steigen auch die Silvrettagneise nicht da wo sie heute liegen aus der Tiefe empor, sondern sie ruhen auf einer Unterlage von Bündnerschiefern.

Unsere Wanderung durch das Alpengebirge führt uns allmählich an den Südabhang. Auf der ersten genauern geologischen Karte der Schweiz,

die im Jahre 1852 erschien, ist zwischen Tessintal und Ossolatal eine Linie eingezeichnet, welche die Grenze angibt zwischen horizontal liegendem und steil nach Süden einfallendem Gneis. Da wo die nach Süden abfließenden Bäche der Alpen sich nach und nach vereinigt haben zu den großen Strömen des Tessin, des Toce, der Dora Baltea, auf der Linie Chiavenna – Domo d'Ossola – Ivrea, sind die Gneise alle steil aufgerichtet und streichen wie die Axe des Gebirges von Südwest nach Nordost. Im Tessintal besonders ist es schön zu sehen, wie an den steilen Berghängen bei Biasca die Bänke des Tessinergneises in horizontaler Lage sich aufeinandertürmen. Ob Claro beginnen sie südwärts zu neigen und bei Castione erreichen sie in steiler Stellung die Talsohle. Hier findet sich eine Einlagerung von Marmoren und Kalksilikathornfelsen, die in großen Steinbrüchen ausgebeutet werden. Diese Marmorlage von Castione verfolgen wir gegen Südwesten auf eine Länge von 150 Kilometer bis zur Dora Baltea bei Ivrea. Mehrfach ist dieselbe unterbrochen. Im Flußgebiet der Sesia bei Rimella und Fobello treten Kalkschiefer zu den Marmoren; nordwestlich von Biella sind geschieferte Porphyrite dem Marmor beigesellt. Wir sehen, die Zone der zentralalpinen Gneise wird südwärts begrenzt von einer schmalen, spitzen Mulde, die aus Marmoren der inneralpinen Trias und aus Bündnerschiefern besteht. In den westlichen Alpen ändert sich der Charakter der altkristallinen Gesteine südwärts dieser Einlagerung, wir treten ein in die sogenannte Amphibolitzone von Ivrea. Im Tal des Toce zwischen Vogogna und Ornavasso erscheint diese neue Gesteinszone in besonders auffälliger Weise als eine orographische Einheit. Die grobbankigen, hornblendereichen Gesteine dieser Zone, die Nickelerze enthalten, sind steil aufgerichtet. Das massige Gebirge erhebt sich zu 1500—2000 Meter. Die Kämme sind felsig, zackig, die Abhänge schroff und nackt; die düstere Felsmasse ist von tiefen, schlundartigen Tälern mit steilen, glatten Wänden durchfurcht. Zwischen Biella und Ivrea treten diese Amphibolite an die piemontesische Ebene, als mehr oder weniger geschlossenes Ganzes erreichen sie das Tocetal, weiter östlich verschmälert sich die Zone etwas und erscheint weniger kompakt; bei Ascona tritt sie ans Ufer des Lago maggiore; die Schlösser von Bellinzona stehen auf aus Amphiboliten bestehenden Hügeln, die mitten im Tale der Erosion Widerstand geleistet haben. Nördlich des Passo S. Jorio überschreitet die Amphibolitzone den Grenzkamm und östlich des Mairatales vereinigt sie sich mit dem Disgraziagebirge.

Im Veltlin, bei Tirano, erscheint in den Gneisen Kalk und Rauchwacke der Trias und von da ab wird auf 160 Kilometer Länge die Amphibolitzone von Ivrea auch an ihrem südlichen Rande begleitet von steilstehenden, mehrfach unterbrochenen Kalkzügen. Am Nordende des Comersees bei Dubino ist typische südalpine Trias den Gneisen eingekeilt und weiter am Passo S. Jorio, bei Ascona, auf der Strecke von Ornavasso bis Varallo sind diese Kalke aufgeschlossen. Aus dem Marmor von Ornavasso ist der Mailänder

Dom erbaut. Ich betrachte das Alter aller dieser Kalke als **triadisch**, die Amphibolitzone von Ivrea erscheint als eine lang hinziehende Antiklinale, die nördlich und südlich auf ihrem ganzen, von Südwesten nach Nordosten gerichteten Verlauf von je einer enggepreßten Triassynklinale begleitet ist.

Zwischen Sondrio im Veltlin und dem Albulapaß liegen die gewaltigen Massive der Disgrazia, des Bernina, des Julier, die gegen Norden scharf abschneiden an einem Muldenzug von Schichten des Lias, der von Bormio bis Bergün sich erstreckt. Die oberengadiner Massive bestehen aus Amphiboliten, Dioriten und Graniten; sie sind nichts anderes, als das östliche Ende der Zone von Ivrea. Bemerkenswert ist der Nordrand dieser Granitberge an der Albula. An die Granitmasse des Piz Giumels lehnen sich nordwärts, die Senke des Albulapasses erfüllend, Schichten des Lias und der Trias, die im allgemeinen gegen Süden einfallen. Unter dem Granit des Piz Giumels durchfuhr nun, zirka 1 Kilometer südwärts der oberflächlichen Grenze von Trias und Liasschiefern gegen den Granit, der Albulatunnel eine Scholle von Kalkschiefern, die 750 Meter tief unter dem Granit begraben liegt. Wir ziehen daraus den Schluß, daß das Ostende der Zone von Ivrea mit seinem Nordrande über die ihm vorgelagerten Sedimente hinübergeschoben ist, ähnlich wie die Gneise des Simplon über die Schiefer der Bedrettomulde.

Während die „Zone von Ivrea" östlich von Biella an die Ebene herantritt, den Südrand der Alpen bildend, legen sich gegen Osten neue Elemente, die ostwärts immer breiter werden, an den Alpenkörper an. Zwischen Bellinzona und Lugano liegen die Gneise des M. Cenere. Man hat diese Gneismasse als das „**Seegebirge**" bezeichnet, sie beherbergen die Granitstöcke von Baveno, von Orta-Borgosesia und von Biella. Am Monte Cenere sind die Gneise steil aufgerichtet, gleich wie im Aarmassiv und wie im Schwarzwald und Vogesen. Wie dort sind auch hier, bei Manno, Sandsteine der Steinkohlenzeit zwischen die Gneise eingeklemmt und da wo die Gneise am Rande der Alpen zur Tiefe sinken, werden sie überdeckt von Sedimenten und Eruptivdecken, die den Formationen des Perm bis zum ältern Tertiär angehören. Wir treten ein in das Gebiet der **südlichen Kalkalpen**, die von den oberitalienischen Seen aus durch Venetien und Südtirol nach Dalmatien sich fortsetzen, den **dinaridischen** Seitenzweig der Alpen bildend. — An den oberitalienischen Seen bilden die vornehmlich aus marinen Trias-, Jura- und Kreideschichten in mediterraner Entwicklung bestehenden Kalkalpen eine flach gewellte, von Verwerfungen durchzogene Decke, die im allgemeinen nach Süden geneigt ist und sogar **südwärts** übergelegte Gewölbe, **südwärts** gerichtete Überschiebungen erkennen läßt.

Charakteristisch ist das Einsetzen der Luganeser Kalkalpen zwischen dem See von Porlezza und Val Colla. Ganz analog wie am Nordabfall der Alpen endigen auch hier die alpeneinwärts ansteigenden, auf steil stehenden

Monte Crocione gef. von Villa Melzi, Bellagio. Fig. 56.

Rhät. Lias

Hauptdolomit

Phot. Bosetti, Bellagio

Fig. 57.

S = Kristalline Schiefer. r = Unt. Trias. hd = Hauptdolomit. k = Kössener Schichten. cd = Conchodondolomit. l = Lias.

Vgl. v. Bistram. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1903.

Fig. 58.

Gl = Glimmerschiefer. C = Carbon. V = Verrucano. Mk = Muschelkalk und Esinokalk. Pp = Porphyrit. Pq = Quarzporphyr. Q = Quartär.

Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. 1890.

kristallinen Schiefern liegenden Sedimente in steilen Abwitterungsprofilen. Die dolomitischen Kalke überragen in den bizarren Formen der „Denti della Vecchia" die nördlich vorgelagerten, sanft gerundeten Gneisberge. Wie im Norden liegt auf den Gneisen diskordant eine Bank von Konglomeraten und Sandsteinen. In den Bergen um den vielverzweigten westlichen Luganersee werden die Gneise überdeckt von mächtigen Decken, bestehend aus Porphyriten und Porphyren. Zur Zeit als tief unter der Erde die Granitmassen von Baveno innerhalb der Gneise des Seegebirges erstarrt sind, drang auch vulkanisches Magma an die Oberfläche und erstarrte zu den Laven, aus denen heute die buschbewachsenen Porphyrberge zwischen Lugano und Val Sesia bestehen. — Die Porphyr und Verrucano überlagernden Sedimente der mesozoischen Formationen sind in ihrer ganzen Ausbildung vollständig verschieden von denjenigen, die an und auf dem Nordrande des Aarmassivs liegen. Die Trias bildet ein bis über 1000 m mächtiges System dolomitischer Kalke mit dazwischen gelagerten mergeligen Horizonten; die dunkeln tonigen Kalke des Lias setzen die ganze Masse des Mte. Generoso zusammen; der Jura ist durch eine wenig mächtige Schicht von roten Radiolarienhornsteinen vertreten; die grauen und roten Mergel der obern Kreide (Scaglia) erscheinen an den Südabhängen der äußersten alpinen Berge und bilden den Untergrund der Ebene, wo die Gletscher der Diluvialzeit breite Becken gegraben und mächtige Moränenwälle aufgeschüttet haben. — Ein am Nordrand der Alpen dominierendes Element, nämlich die miocäne subalpine Nagelfluh, ist auch auf der Südseite vorhanden, erlangt aber nur geringe orographische Bedeutung. Zwischen Varese und Como finden wir eine aus der welligen Landschaft kaum hervor sich hebende Hügelreihe, die aus Nagelfluhbänken besteht. Am Monte Olimpino bei Como erreicht dieselbe ihre größte Entwicklung. Das ist der Schuttwall der miocänen Alpen an ihrem Südrande, Monte Olimpino ist das Gegenstück des Rigi. Wir sahen, alle Gesteinsmassen der Alpen drängen nach Norden und auch zur Tertiärzeit häuften sich am Nordfuß des Gebirges seine Trümmer zu viel größeren Massen als im Süden. — Ganz anders ist auch die Beziehung zwischen Natur der Gerölle in der miocänen Nagelfluh am Südfuß der Alpen zum anliegenden Gebirge, als am Nordabfall. Die Nagelfluh des Mte. Olimpino enthält massenhaft alle die Gesteinsarten, welche die Luganeser Alpen zusammensetzen; daneben finden wir Granite, Diorite 2c. aus dem Veltlin. Die Heimatbestimmung der Bestandteile dieser Nagelfluh bietet nicht die geringsten Schwierigkeiten. Bemerkenswert ist es, daß Gneise der Tessineralpen unter den Geröllen der Nagelfluh zu fehlen scheinen. Zur Miocänzeit bestand der Südfuß der Alpen aus den gleichen Gesteinsmassen, deren Reste heute noch dort liegen. Es reichten aber damals dieselben noch weiter nach Norden, die inneralpinen Gneise waren von ihnen noch bedeckt.

Auf eine weitere Differenz zwischen Nord und Süd muß ich noch kurz hinweisen. Auf der Nordseite der Alpen gehören die jüngsten, marinen Absätze

Südrand der Alpen, gesehen von Brunate ob Como. Fig. 59.

M. Olimpino — Campo dei Fiori 1227 m — Poncione d'Arzo 1016 m Saltrio

Süd — Mte Olimpino — Pedrinale — Balerna Fornaci — Ligornello — Cave di Saltrio — Meriggio — San Giorgio — Luganer See — Nord

M.N.

Lucino — M Olimpino — Chiasso — Breggia

C. Sch. gez.

Diluvium
Pliocaen
Nagelfluh, Mergel } Miocaen
Kreide
Malm, Dogger
Lias
Hauptdolomit
Raibler Schichten
Muschelkalk
Verrucano
Porphyr

0 1 2 Km

Vgl. C. Schmidt. Eclog. geol. Helv. 1890.

zur miocänen Molasse; den Fuß der Südalpen jedoch hat noch zur Miocänzeit das Meer bespült, fiordartig ins Gebirgsland eindringend.

Unsere Wanderung durch die Schweiz vom Schwarzwald bis in die lombardische Ebene ist zu Ende. Das **geologische Bild der Schweizeralpen** habe ich versucht zu skizzieren. Wie aus der Gruppierung der Bilder die Erkenntnis eines einheitlichen **Baues des ganzen Gebirges** sich herauszubilden vermag, wie wir in letzter Linie es versuchen können, die **geologische Geschichte** des Landes zu rekonstruieren, soll weiterhin dargelegt werden.

* * *

Die Grundlagen für ein wissenschaftliches Erkennen der Natur der heutigen Gebirge vom Typus von Alpen und Jura sind zweierlei Art. Die Gesteinsmassen sehen wir erstens nicht mehr in ihrer ursprünglichen

S Altmann und Säntis, gef. vom Seealpsee. Fig. 60. N

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. A. Heim. B. G. S. XVI. N. F.

Lagerung vor uns an dem Orte, wo sie entstanden sind. Wir konstatieren Verschiebungen längs Brüchen in annähernd vertikaler, zentripetaler Richtung, wir sprechen von V e r w e r f u n g e n oder wir beobachten Aufrichtung ursprünglich

horizontal abgelagerter Schichten, wellenförmiges Auf- und Absteigen derselben; die Art der Lagerung der Schichten entspricht einem tangentialen Zusammenschub, wir sprechen von Falten und Überschiebungen. Der zweite Faktor, der die Erscheinungsform der Gebirge bedingt, ist die Erosion. Die Gebirge

Säntisgipfel gef. von Westen. Fig. 61.

Vgl A. Heim. B. G. S. XVI. N. F.

sind Ruinen. Die Gesteine, die heute an der Oberfläche liegen, waren einst verborgen unter einer mächtigen Decke von Gesteinsmaterial, das unter dem Einfluß der Atmosphärilien gelockert und talwärts den Meeren zugeführt worden ist. Um tausende von Metern sind so die Gebirge erniedrigt worden und das Endziel der Erosion ist ein völliges Ausebnen. Nur dem Geologen, der die Struktur des Untergrundes der Ebene untersuchen kann, wird da die

Kunde von dem einstigen Vorhandensein einer hochragenden Gebirgskette offenbar.

In der Gegend von Saarbrücken zieht der Pflug ruhig seine Furchen in fruchtbarem Ackerland, da wo längs eines scharfen Sprunges die südwärts gelegenen Schichten um mehrere tausend Meter gegen diejenigen im Norden versenkt worden sind. In den Kohlengruben Belgiens fand man unter horizontal liegenden Schichten der Kreideformation die karbonischen Schichten stark gefaltet und außerdem verschoben längs zwei gegen Nord und gegen Süd flach geneigten Flächen. Ein altes, unterirdisches Gebirge offenbart sich uns und an 3000 m mächtige Massen desselben sind abgetragen worden. — Bei uns sind die Gebirge jünger. Die einst entstandenen Runzeln und Sprünge der Erdkruste sind noch nicht wieder ausgeebnet; sie bilden unsere Berge.

Brüche und Falten, die das Gestein längst nach seiner Entstehung erfahren hat, sind seit langem erkannt und richtig gedeutet worden. Wer offenen Auges den Jura z. B. zwischen Basel und Biel durchquert, der erkennt, daß hier in der Richtung des Gebirges lang sich hinziehende Gewölbe und Mulden aneinander sich reihen. In den Alpen wird das Ausmaß der Gesteinswellen größer, die Falten stehen meist nicht mehr nebeneinander, sie überschlagen sich und türmen sich aufeinander. Zugleich wird auch das Maß der Erosion größer und wenn

Liegende Falte am Urnersee. Fig. 62.

Vgl. A. Heim. B. G. S. XXV.

man nach mühevollsten Untersuchungen glaubt den Verlauf der gefalteten Schichten richtig zu erkennen, d. h. anzugeben, wie über dem heutigen Gebirge einst die Schichten verlaufen sind und wie sie unter der Oberfläche verborgen ihren Weg finden, so entsteht ein Bild, dessen Komplikation erschreckt, und die Darstellung wurde nur zu oft als ein reines Phantasiegebilde von solchen Forschern angesehen, deren Arbeitsgebiet eine Gegend ist, wo die Gesteine tatsächlich ruhiger geblieben sind. Credo quia absurdum est, sagte scherzhaft ein schwäbischer Geologe, dem die Tektonik der Berge am Walensee dargelegt wurde.

Man hat versucht zahlenmäßig einen Begriff für das Maß des tangentialen Zusammenschubes der Erdkruste in Faltengebirgen zu geben. Für den

regelmäßig, wenig stark gefalteten Neuenburger Jura z. B. ergibt es sich, daß durch den tangentialen Zusammenschub ein ursprünglich 23 km breiter Streifen auf 20 km verkürzt wurde, d. h. Gesteine, die ursprünglich 100 km von einander entfernt lagen, sind heute auf 87 km Distanz sich näher gerückt. Für die Nordzone der Alpen hat man vor Jahren einen Zusammenschub von 240 km auf 120 km Breite angenommen, resp. von 100 auf 50. Die Prüfung der heute vorliegenden geologischen Profile durch die Schweizeralpen führt zur Annahme weit beträchtlicherer Verkürzungen. Die Strecke von St. Gallen nach Chur beträgt 60 km, eine bestimmte Gesteinsschicht hingegen, die wir heute bei St. Gallen in der Tiefe finden würden, dürfte nach meiner Schätzung von der gleichalterigen Gesteinsschicht, die in der Gegend von Chur ansteht, ursprünglich 360 km entfernt gelegen haben: ein 100 km breiter Streifen wäre hier auf 16 km Breite verkürzt. Nach unseren Untersuchungen läßt sich für das Simplongebiet eine ähnliche Berechnung ausführen: das Gestein, das beim Nordportal im Rhonetal ansteht, war von demjenigen gleichen geologischen Alters, das jenseits des Gebirges über dem Südportal, also in 20 km Entfernung sich fand, ursprünglich nicht 20, sondern 200 km entfernt: ein 100 km breiter Streifen wurde hier auf 10 km Breite verkürzt. Im Mittel können wir für das gesamte Gebiet der Schweizeralpen eine Verkürzung ihrer Breite von 600 km auf 150 km resp. von 100 auf 25 annehmen.

Die jetzige Breite des Gebirges, dividiert durch die ursprüngliche Breite dieser Zone vor der Faltung ergibt den relativen Zusammenschub. Wir erhalten für den Jura $^{3}/_{4}$, für die Glarneralpen $^{1}/_{6}$, für den Simplon $^{1}/_{10}$. Wenn es vor 30 Jahren als eine Kühnheit galt, den relativen Zusammenschub in den Alpen auf $^{1}/_{2}$ zu schätzen, finden wir heute in gewissen Gebieten Werte von $^{1}/_{6}$ bis $^{1}/_{10}$, und der Betrag des relativen Gesamtzusammenschubes der Erdrinde in den Alpen, infolge von Faltung, beträgt zum mindesten $^{1}/_{4}$.

Werfen wir einen Blick in die gegenwärtige, überreiche Literatur über die Tektonik der Alpen, so werden wir gewahr, daß Verwerfungen und Falten fast als veraltete Dinge erscheinen. Da wird mit ganz anderen Begriffen operiert: Neue faktische Erkenntnisse, geniale Konzeption, wohl auch hie und da blühende Fantasie lassen die Einbrüche und Faltungen der Erdkruste, an deren gewaltiges Ausmaß zu glauben man nur allmählich sich gewöhnt hat, als kleinliche Verzierungen am alpinen Palaste erscheinen; der Grundplan der Architektur soll durch ganz andere Stilmotive bedingt sein. Man hatte sich daran gewöhnt, die tatsächlich vorliegenden gewaltigen Lagerungsstörungen zu erklären durch Annahme eines aus einem Guß entstandenen Faltenwurfs der Erdrinde, derart, daß man — durch Ergänzung der erodierten und durch Konstruktion von in der Erdtiefe verborgenen Verbindungsstücken — ohne Unterbruch dem Faden der Ariadne glaubte nachgehen zu können. Für denjenigen Forscher, der vorurteilsfrei alle Besonderheiten im Bau des ganzen Alpengebirges im Auge behielt, mußte es von vorneherein klar sein, daß die Tektonik

der Alpen durch homogenen Faltenwurf niemals allseitig erklärt werden könnte; das banale Bild des zusammengeschobenen Tischtuches oder der sich runzelnden Haut des Apfels konnte auf die Dauer nicht befriedigen. Jeder Erklärungsversuch für die Tektonik der Alpen, der das Phänomen der Klippen und exotischen Blöcke im Flysch außer acht ließ, der die exotische Zusammensetzung der subalpinen Nagelfluh am Nordabfall des Gebirges nicht richtig würdigte, mußte Stückwerk sein. Tatsächlich sind wir in der richtigen Erkenntnis der Dinge in den letzten zehn Jahren einen Schritt weiter gekommen. Es ist verzeihlich, und begreiflich, daß die temperamentvollen Adepten der neuen Lehre die Beweiskraft ihrer Deduktionen mancherorts überschätzen und gar oft glauben, den Schleier ganz gelüftet zu haben, wo doch tatsächlich wir erst einen Schimmer neuen Lichtes wahrnehmen können. — Wohl selten war in der Geschichte der geologischen Wissenschaft die Entwickelung eines Kapitels so interessant und voll zuversichtlicher Lebensfreudigkeit, wie in unseren Tagen die Alpengeologie. „Die Berge werden lebendig," ruft ein junger Schweizer zu der strengen Schule in Berlin — und ich möchte nicht rechten mit jenem Professor der école des mines in Paris, der in feierlicher Rede zu Beginn dieses Jahres erklärte, als er von der Alpengeologie von vor 20 Jahren sprach: „A cette époque les Alpes étaient un chaos, et l'on n'osait presque pas parler d'elles aux étudiants" und fortfährt: „aujourd'hui les Alpes sont en pleine clarté; le brouillard qui les a si longtemps cachées s'est dissipé presque entièrement."

Die moderne sogenannte Umprägung der geotektonischen Auffassung unserer Alpen besteht darin, daß die Auflagerung stratigraphisch älterer Gebirgsteile — zonenweise in großer Ausdehnung — auf solchen von jugendlicherem Alter immer mehr registriert und teils neu beobachtet, teils konstruiert wird.

Die Klippenberge am Vierwaldstättersee sind augenfällige Beispiele derartiger deckenförmiger Auflagerung von fremdartigen Gebirgsteilen auf jüngern Schichten. Der Felsklotz der Mythen liegt wurzellos auf den stratigraphisch viel jüngeren schieferigen Gesteinen, welche den Untergrund des Berges bilden. Sicher ist es, daß nach allen Seiten hin, nur nicht nach der Tiefe, die Kalkschichten der Mythen sich fortgesetzt haben, daß die stolze Doppelpyramide nur ein kümmerlicher Erosionsrest ist eines einst viel ausgedehnteren Schichtkomplexes, der als Ganzes einem basalen Gebirge aufgesetzt wurde. Im Norden der Mythen liegen die Nagelfluhberge der Voralpen, deren Bänke unter den Alpenkörper einschießen. Die Berggruppe der Mythen liegt auf dem Flysch der Eocänmulde Wildhaus-Habkern, unter welchem der „Schrattenkalk" von Brunnen zum Axenstein aufsteigt. Alpeneinwärts bis zu den kristallinen Gesteinen des Aaremassivs, die als Fortsetzung des Schwarzwaldes aus der Tiefe auftauchen, besteht das Gebirge aus den nordwärts übergelegten, gestreckten und gestauten Falten der helvetischen Kalkalpen. Mit den Gesteinen der Mythen sind dieselben nie in direkter Verbindung gestanden. Nach Nord-

Fig. 63.

N — Roßberg (Subalp. mioc. Nagelfluh) — Hohstock (Flysch) — Mythen (Exot. Jura) — S

Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 64.

Mythen-Klippe auf Flysch schwimmend

N — S

Phot. Capt. E. Spelterini vom Ballon Jupiter 1. VIII. 1900.

Fig. 65.

N — Hohstock (Flysch) — Brunnen — Kl. u. Gr. Mythen (Exot. Jura u. Kreide) — Rote Fluh — Axenstein (Helvet. Kreide) — Gr. Schien (Alp. Trias) — S

Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 66.

Zwei geologische Profile durch die nördlichen Alpen der Mittelschweiz.

entworfen von A. Buxtorf u. C. Schmidt. Mai 1907

osten jedoch bei Iberg, dann gegen Südwesten im Buochser- und Stanserhorn, ferner in den Giswilerstöcken finden wir den Mythengesteinen analoge Schichtkomplexe. Die Erosion hat aus einer einst zusammenhängenden Decke diese uns noch erhalten gebliebenen Stücke herausgeschnitten. In den Voralpen zwischen Thunersee und Genfersee und ebenso zwischen Genfersee und Arve erkennen wir die Fortsetzung derselben Decken. Es ist aber hier der ganze Schichtkomplex stärker versenkt, somit weniger von der Erosion zerstückelt, aber dafür bleibt auch das basale Sockelgebirge in der Tiefe unseren Blicken verborgen.

Es hat lange gedauert, ehe die Richtigkeit dieser Deutung des Tatbestandes allgemeine Anerkennung gefunden hat, auch ist die Opposition heute noch nicht ganz verstummt. Noch schwieriger ist es, die Erklärung des Phänomens zu geben. Von den beiden Alternativen, die Heimat der transportierten Gebirgsstücke zu suchen im Norden, d. h. im Untergrund des schweizerischen Mittellandes, oder im Süden, d. h. in den Alpen jenseits des St. Gotthard, oder gar in der oberitalienischen Tiefebene, hat die zweite immer mehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen. Die südliche Herkunft der sogenannten exotischen Massen am Nordrand der Schweizeralpen kann als fundierte wissenschaftliche Theorie gelten, und wie jede Theorie wird auch diese einer Fülle neuer Fragen rufen, ehe vollständige Klarheit erlangt ist. Die geologischen Profile, die wir heute zur Veranschaulichung des alpinen Gebirgsbaues entwerfen, weisen auf den Ursprungsort der Klippen hin und zeigen, wie wir den ursprünglichen Zusammenhang aller Gebirgsteile uns vorstellen.

Wir haben hiemit ein Beispiel von Massendislokation in Gebirgen kennen gelernt: 5000 km³ der auf der Nordseite der Schweizeralpen heute noch über dem Meeresniveau sich aufbauenden Gesteinsmasse sind von Süden her auf einem Weg, dessen Länge hundert oder mehr Kilometer betragen mag, an ihren heutigen Platz geführt worden. Durchweg in allen den Gebirgen, welche das Mittelmeergebiet im Norden umrahmen, von den Pyrenäen bis zum Kaukasus, glaubt man nun solche Massendislokationen entdeckt zu haben, und diese sind es, welche den Grundplan des Gebirgsbaues beherrschen sollen.

Für die neuen Anschauungen wurde eine neue Terminologie geschaffen. Die Gebirgsmasse, die von weit her über eine andere hinübergeschoben wurde, liegt der letzteren „wurzellos" auf, sie ist eine Decke, „une nappe". Deckscholle, lambeau de recouvrement, heißt ein durch Erosion isoliertes Stück der Decke und „Fenster" wird das unter der erodierten Decke zu Tage tretende basale Gebirge genannt. Der Flysch am Foopaß im Kanton Glarus ist ein unter der Verrucanodecke zu Tage tretendes Fenster; als Fenster unter den Silvrettagneisen auftauchend werden die Bündnerschiefer im Unterengadin erklärt. Neben Faltungen und Verwerfungen haben wir somit als neuen Dislokationstypus die Deckenüberschiebung, charriage der Franzosen, slittamento der Italiener. Die Bewegungsrichtung der Decke ist tangential zur Erdoberfläche

und wenn wir derartige Dislokationen in verschiedenen Graden der Intensität mit einander vergleichen, kommen wir zu dem Resultat, daß die ganze Erscheinung in einer potenzierten Faltung besteht; die Überschiebungsdecke ist ein Stück einer liegenden Falte, deren Teile auseinander gezerrt wurden bei dem gewaltigen Ausmaß der Bewegung in horizontalem Sinne.

Wo wir noch Anhaltspunkte haben, die Potenzierung der liegenden Falte zur Überschiebungsdecke tatsächlich nachzuweisen, sprechen wir von einer Deckfalte. Ein berühmtes Beispiel hierfür liefern uns die Glarneralpen, wo der Zusammenschub dem Verhältnis 100 : 16 entspricht. Im Kanton Glarus liegt scheinbar unvermittelt der alte Verrucanosandstein auf dem weit jüngern Flyschschiefer; Verrucano mit normal darauf liegenden jüngern Schichten erscheint als Decke auf den Flyschschiefer geschoben. Viele Jahrzehnte eifrigster, bewunderungswürdiger Forscherarbeit hat es bedurft, ehe durch das ganze Gebiet das Tatsachenmaterial so gesammelt war, daß eine nach menschlichem Ermessen einwandfreie Erklärung heute versucht werden kann. Ich kann hier nur Andeutungen geben. Südlich von Reichenau in Graubünden, am Ausfluß

Mannen und Segnespaß gef. von Süden. Fig. 67.

Verrucano

Malm

Eocaen

Phot. Gebr. Wehrli

Martinsloch und Segnespaß gef. von Süden. Fig. 68.

Verrucano

Malm

Eocaen

Phot. Gebr. Wehrli

Bergsturz von Elm, Martinsloch und Tschingelhörner. Fig. 69.

Verrucano

Malm

Eocaen

Phot. Gebr. Wehrli

des Hinterrheins, steigt unter einer Decke fremdartiger Schiefer der Rest eines Schichtkomplexes empor; in weitem Bogen, stark gestreckt, erhob sich derselbe nordwärts, um darauf erst langsam, dann stärker sich wieder zu senken gegen den Walensee und sich zu stauen im Faltensystem des Säntis. In dieser

Stauregion aber biegt das dem Rheintal bei Chur entstammende Schichtsystem wieder gegen Süden zurück. Da und dort wird es zerrissen, in seiner ganzen Masse ausgewalzt, es erreicht aber, die Höhen des Segnespasses überschreitend, wiederum das Rheintal, um dort in der Tiefe, nur wenige Kilometer nördlich seines Ausgangspunktes, wieder nordwärts umzubiegen, dann von neuem rasch emporzusteigen und wieder nordwärts sich zu senken. Seine Fortsetzung kommt tief unter den Säntis zu liegen; umbraust aber von den Fluten des Rheines bei Schaffhausen taucht es wieder ans Tageslicht.

Charakteristisch für die Glarner Deckfalte ist die Erscheinung, daß die nach Norden sich vorschiebende Gesteinsmasse auch nach Norden sich senkt, die Stirn der Falte bohrt sich in den Grund. Ein tektonisches Spezifikum für die Deckschollen ist es, daß dieselben immer, in Beziehung zur Struktur des ganzen Gebirges, an Depressionen des basalen Gebirges gebunden sind. Die Deckschollen am Vierwaldstättersee liegen typisch in einer Mulde des basalen Gebirges; unter die Deckscholle, oder wie man auch wohl noch sagt, unter die Klippe des Buochserhorns, tauchen, in der Tiefe sich vereinigend, von Süden her die Schichten der Schwalmis-Brisenkette, von Norden her diejenigen des Bürgenberges und des Vitznauerstockes. Unter die Klippe der Giswilerstöcke sinken gegen Norden die Kreideschichten des Rothorn und gegen Süden diejenigen der Schrattenfluh.

Das Wesen der Deckenbildung scheint darin zu beruhen, daß Gesteinsmassen unter der Wirkung lateralen Druckes eine derart potenzierte Aufstauung erfahren hätten, daß sie seitlich abgleiten mußten, hinein sich setzend in vorgebildete Depressionen. Wir wissen, daß auf den Höhen von Montblanc, Finsteraarhorn und Gotthard, über den kristallinen Kernmassen dieser Massive, in einer Mächtigkeit von mehr als tausend Metern Schichtgesteine gelegen haben: die Sedimentbrücke der Zentralmassive. Während man noch allgemein annimmt, daß die Erosion allein diesen Schichtkomplex entfernt hätte, möchte ich vielmehr glauben, daß derselbe nordwärts abgeglitten sei. Nicht als Detritus liegt diese Masse auf dem dunkeln Boden des Weltmeeres, sondern als sonnbeglänzte Bergrücken an der Nordabdachung der Zentralmassive. Die Gesteinsmasse, die einstens hoch über Göschenen emporragte, spiegelt sich heute in den Fluten des Urnersees.

Dieses Widerspiel in der gegenseitigen Höhenlage der Elemente des basalen, autochthonen Gebirges und der überschobenen, exotischen Massen bedingt in großartiger Weise den ganzen Bau der westlichen Schweizeralpen. Nördlich der Linie Courmajeur-Sitten-Andermatt-Disentis entsprechen die Bergmassen des Montblanc im Westen, des Aarmassivs im Osten Brennpunkten maximalster Erhebung des basalen, autochthonen Gebirges. Rasch sinken die Axen dieser beiden Massive gegen Nordosten einerseits, gegen Südwesten anderseits, d. h. gegen einander zu; es entsteht zwischen Leuk und Martigny eine 50 km breite Bresche im Gebirgswall nördlich der Rhone.

Die Walliser Alpen.

Fig. 70

Längsprofile von Südwest nach Nordost: Quer zum alpinen Streichen sich erstreckende Depression des autochthonen Gebirges zwischen Aarmassiv, Simplon, Monte Rosa im Osten — Mont Blanc, Grd. Paradiso im Westen.

Deckscholle der Dt. Blanche südlich der Rhone; „Zone des cols“, Klippendecke und Brecciendecke nördlich der Rhone.

Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX. 1907.

Fig. 71. Deckscholle der Dent Blanche.

S Matterhorn Dent Blanche Gabelhorn Zinalrothorn Weißhorn N

Arollagneis Trias Bündnerschiefer

Phot. Gebr. Wehrli

In den Walliseralpen ist der Nordostrand dieser Bresche deutlich ausgeprägt: die Schichten des Simplongebirges, der Mischabel und des Monte Rosa sinken alle ab gegen Südwesten und symmetrisch dazu senken die kristallinen Schiefer am Großen St. Bernhard sich ostwärts. Eine Überstauung hatten die Gebirge am südlichen Rande der Alpen erfahren, und nun sehen wir, wie die kulminierenden Teile des einstigen Gebirges von Ivrea nordwärts überstürzen, abgleiten und die Walliser Depression im Norden erfüllen. Die Riesen der zentralen Walliserberge Matterhorn, Dent Blanche, Weißhorn sind solche abgeglittene, von Süden her importierte Massen, sie schwimmen auf einer ihnen fremden Unterlage und ihre Masse erfüllt die durch den geologischen Bau des Untergrundes bedingte Depression, so ursprünglich angelegte Niveaudifferenzen im Terrain wieder ausgleichend, schneeige Gipfel an Stelle tiefer Talböden setzend. Unter dieser gegen Norden vorrückenden Gebirgsmasse, der wandernden Dent Blanche-Decke, dem „traîneau écraseur“, wird der Untergrund aufgestaut und ebenfalls nordwärts vorgeschoben; aus dem Rhonetal werden die dort liegenden Schichtmassen aufgepreßt, über den relativ niedrigen Grenzwall zwischen Montblanc- und Gotthard-Massiv in drei Schuppen, als drei aufeinander sich türmende Decken, hinüber geschoben und als die „préalpes romandes“ liegen sie heute zwischen Thuner- und Genfersee, mit ihrem Nordrand wenigstens, auf der Molasse des schweizerischen Mittellandes.

* * *

Der alpine Gebirgswall Europas, dem sich die Pyrenäen, der Appenin, die Dinarischen Alpen, die Karpathen, die Transsylvanischen Alpen und die Gebirgszüge des Balkan sowie des Kaukasus angliedern, ist seit Langem als eine orogenetische Einheit erkannt worden, indem diese sämtlichen südeuropäischen Gebirge,

Gornergletscher, Hörnli, Matterhorn. Fig. 72.

Arollagneis

Bündnerschiefer

Phot. Jullien

Weißhorn Brunegghorn Fig. 73.

Arolla-
gneis

Triaskalk

Mischabel-
gneis

Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 74.

Dent Blanche-Masse — Zermatter-Tal — Mischabel

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

im Gegensatz zu denen des nördlichen Europa, erst in der jüngsten Tertiärzeit ihre heutige Gestalt erlangt haben. Es ist einleuchtend, daß, wenn in der Schweiz die Existenz von Deckschollen nachgewiesen werden konnte, auch anderwärts im Alpenlande ähnliche Erscheinungen zu erwarten sind. In der Tat wird das ganze Alpengebirge als ein „pays de nappes“ bezeichnet. In größtem Ausmaß werden für die Ostalpen Massendislokationen von Süden nach Norden konstruiert; der ganze östliche Teil von Sizilien wird als eine Deckscholle erklärt, die ihre Wurzel im Norden unter den Wassern des Tyrrhenischen Meeres hat. Auch die Kalke der Insel Capri sollen auf Tertiär aufliegen als „lambeau de recouvrement“. — Durch die ganze Alpenkette vom belebten Strande des Biscayischen Meerbusens bis ans sandige Ufer des Caspischen Meeres war es mir vergönnt, mancherlei zu sehen, in raschen Streifzügen; da und dort länger verweilend zu ernstlicher Untersuchung. Nur einen derartigen Exkurs möchte ich mir erlauben hier zu erwähnen. Wir fahren längs der dalmatinischen Küste des Adriatischen Meeres, in breitem Streifen längs dem Festland tauchen langgestreckte Inseln zwischen schmalen Meeresarmen hervor. Es sind das aufragende Anticlinalen, gebildet aus den Schichten der Kreide- und der Tertiärformation. Landeinwärts reiht sich Falte an Falte, von Nordwest nach Südost sich erstreckend, bestehend aus den gleichen cretacischen und tertiären Schichten. Dann steigt empor der lange Gebirgswall des Velebit, auf dem noch der Schnee in der Frühjahrssonne erglänzt. Die Axe dieses Gebirges, das weit nach Bosnien hin sich erstreckt, besteht aus marinen Absätzen des alpinen Triasmeeres. Von Spalato aus durchqueren wir das verkarstete Vorland bis an den Rand des Velebitgebirges bei Knin auf 50 km Länge. Auf dieser Strecke finden wir mitten zwischen Tertiär und Kreide, in eigentümlichen Versenkungen, den sogenannten „Poljen“, die charakteristischen. Gesteine des Velebitgebirges. Nicht, wie man früher glaubte, handelt es sich hier um aus der Tiefe aufbrechende und durch Erosion entblößte, alte, in der Tiefe wurzelnde Gebirgskerne, sondern um von Nordosten her über das Tertiärland hinübergeschobene und in dasselbe hineingesenkte Stücke des Velebitgebirges, das wohl z. T. wenigstens ebenfalls von jüngern Schichten der

Fig. 75.

Kreide und des Tertiärs unterteuft wird. Unter den roten Sandsteinen der Trias, den Erosionsresten der „Velebitdecke“, liegt bei Dernis am Monte Promina nicht Karbon und Gneis, sondern unter denselben verbirgt sich die kohlenflötzführende Schichtserie der Tertiärformation. Die Poljen sind, orogenetisch gesprochen, negative Klippen. Ja noch mehr, das Adriatische Meer selbst ist eine große Polje, wo das basale Kreidegebirge und die darüber lastende Decke triadischer Gesteine versenkt sind. Wir fahren hinaus, entlang den schmalen felsigen Inseln und in engen Kanälen zwischen denselben hindurch. Auf der Insel Lissa, am Strande bei Comisa, entdecken wir rote Mergel- und Sandsteine, Gips und Melaphyr, die charakteristischen Gesteine des Velebit bei Knin, aufliegend den weißen Kalken der Kreide. Die kleinen Inseln Brusnik und Pomo westlich von Lissa bestehen ganz aus Melaphyr. Weit draußen, ein Fels im Meer, liegt die einsame Insel Pelagosa; hier fand man dem Tertiär aufliegende, fremdartige, dunkle Kalke, Gips und basische Eruptivgesteine, die wiederum ein Zeuge der Velebitdecke sind. Fremdartig an das vom Appenin durchzogene Italien gliedert sich die Halbinsel Gargano, der Sporn Italiens. „Un pezzo della Dalmatia“ ist der Gargano genannt worden. Fossilführende Trias und basische Eruptivgesteine bilden an der „Punta delle pietre nere“ das Gestade des Adriatischen Meeres. Bis hierher erstreckt sich auf 300 km Länge die in Bosnien heimatberechtigte Deckscholle. — Südlich der Halbinsel Gargano wird der Appenin in ostwestlicher Richtung durchquert von jener Spalte, auf der im Westen die Vulkane der Pontinischen Inseln, Ischia und der Vesuv, im Osten der Monte Vultur bei Melfi hervorbrechen. Können wir hier einen ursächlichen Zusammenhang zwischen der zur Bildung gewaltiger Überschiebungsdecken potenzierten Gebirgsbildung und dem Eröffnen vulkanischer Schlote vermuten?

Das Problem der Gebirgsbildung, das heißt, dasjenige der Beweglichkeit der Gesteinsmassen, längst nach ihrer Verfestigung, scheint auf den ersten Blick rein „mechanischer“ Natur zu sein. Dem ist nicht so und zwar in viel bedeutenderem Maße als gewisse Tektoniker glauben möchten. Erst dann verstehen wir eine Lagerungsstörung, wenn es gelingt, den status quo ante zu erkennen, die ursprüngliche Lagerung der Gesteine wieder zu rekonstruieren. Versunkene Stollen müssen wir um das richtige Maß heben, gefaltete Schichten wieder ausglätten. Heimatfremde Deckschollen müssen wir auf dem gleichen Wege, den sie wandernd zurückgelegt haben, wieder zurückführen in ihre Wurzelregion: den Säntis setzen wir wieder in das Rheintal bei Chur, die Berge des Kientales auf den Petersgrat, den Lohner ins Lötschental, den Moléson in das Rhonetal bei Sitten, Weißhorn, Dent Blanche und Mont Colon auf die Hügel von Ivrea, den Giswilerstock vom Brünig weg an das Südende des Lago maggiore, die Punta delle Pietre Nere am Gargano nach Bosnien.

Für die Richtigkeit derartiger Rekonstruktionen liefert uns eine bestimmte geologische Methode einen sichern Prüfstein. Wir kennen die Gesetze des Nebeneinanderentstehens der Gesteine, und zwar waren diese Gesetze genau gleich in der geologischen Vergangenheit, wie sie heute noch gelten. Untersuchen wir die Bedingungen, unter denen heute Sedimentgesteine auf der Erde entstehen. In der ozeanischen Tiefe häufen sich die Kieselpanzer der Radiolarien, es bildet sich in langem Zeitraume eine dünne Schicht von rotem Radiolarienhornstein und eisenschüssigen Tonen. In größerer Nähe der Küste bis zur Meerestiefe von 2000 Meter verfestigen sich zum Gestein die feinsten Zermalmungsprodukte der präexistierenden Gesteine der Festländer, zoogene Kalke von homogener Beschaffenheit bauen sich hier auf. In dem Meeresraume zwischen der Brandungszone und der 200 Meterlinie häufen sich die terrigenen Bildungen, Tonschiefer, tonige Sandsteine, mergelige Kalke entstehen hier; in der Litoralzone scheidet sich Gips und Steinsalz, Korallenkalk aus; am Ufer häufen sich grobkörnige Sandsteine und Breccien und auf dem Festlande endlich lagern die Flüsse ihre Gerölle ab, Süßwasserkalke entstehen auf dem Grunde der Seen und auf dem Lande selbst verbreitet sich allgemein die Verwitterungskruste, die in den Tropen die typische Form des Laterites annimmt. — Jedem Sediment ist unauslöschlich der Stempel seiner Entstehung aufgedrückt, es zeigt — wie man sich ausdrückt — eine bestimmte Facies. Gewisse Ablagerungen, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten geologischen Altersstufe erkannt worden ist, müssen über weite Gebiete ein Nebeneinander ihrer Faciesdifferenzen zeigen, die eine gewisse Analogie mit der geschilderten, heute herrschenden Ausbildungsmöglichkeit der Sedimente erkennen läßt. Dadurch, daß nun, wie dargelegt wurde, in unsern Gebirgen die Schichten weit aus ihrer ursprünglichen Heimat entführt werden, kommen nicht nur z. B. geologisch ältere Bildungen anormal über jüngere zu liegen, sondern auch geologisch gleichalterige müssen so in gegenseitige Berührung kommen, daß die nach dem Faciesgesetz zu erwartende Abhängigkeit nicht mehr statt hat; es entstehen anormale Kontakte. Man hat noch vor kurzem, als man eben die Massenbewegungen noch nicht erkannt hatte oder nicht daran glauben wollte, in vielen solchen Fällen an unerklärlichen, abrupten Facieswechsel gedacht und an der Persistenz des Faciesgesetzes gezweifelt — in ganz analoger Weise, wie man in den ersten Zeiten der geologischen Alpenforschung in gewissen Fällen lieber auf die Beweiskraft der Leitfossilien verzichtete, als daß man durch Faltung erzeugte Umkehr der Schichtfolge annehmen wollte.

Durch die postulierte Rekonstruktion des ursprünglichen Gesteinsverbandes, des ursprünglichen Nebeneinander müssen nun solche anormale Kontakte verschwinden. Das ist die stratigraphische Gegenprobe, durch die erst die Berechtigung für die Konstruktion der großartigsten Lagerungsstörungen erwiesen wird. Es ist wohl wahr, wir kommen dazu, die Gebirgsmassen auf der Erde herumzuschieben, wie die Figuren auf dem Schachbrett. Die Realität unserer

Schlüsse resultiert aber aus der strikten Anwendung einwurfsfreier Forschungsmethoden, und sie wird verbürgt dadurch, daß im Grunde alles einfacher wird. Ich muß bekennen, daß ich jahrelang zu denjenigen Geologen gehörte, die wohl die Wurzellosigkeit der Klippen am Vierwaldstättersee, d. h. die Deckennatur derselben anerkannten, aber gegenüber den bestimmt ausgesprochenen Theorien über den Ort ihrer Herkunft, d. h. über das eigentliche Wesen des Phänomens, sich skeptisch, wenn nicht abweisend, verhielten. Erst als ich sah, daß es möglich ist, eine ideelle Rekonstruktion des ursprünglichen Nebeneinander gleichalteriger Schichten durch das ganze Alpengebirge zu finden, ohne irgendwo auf faciellen Hiatus zu stoßen, wagte ich es, mich bedingungsweise gewissen Meinungsäußerungen anzuschließen. Tektonische und stratigraphische Prüfung aller Details, konsequentes Durchführen der als richtig erkannten Grundlehren lassen in der Tat das Problem fast restlos lösen.

Die Rekonstruktion der Dinge, wie sie in der Vorzeit waren, ist die vornehmste Aufgabe der Geologie. Wie sehr die Mythen und ihre Genossen tatsächlich die Klippen waren, an denen die Versuche zu diesen Rekonstruktionen scheitern mußten, will ich nicht darlegen. Ich möchte — allerdings nur andeutungsweise — zeigen, wie für die mesozoischen Zeitabschnitte der Entwicklungsgeschichte unserer Erde, für die Zeiten der Trias- und Juraformation, wir den Zustand der Erdoberfläche im Gebiet unserer Alpen uns vergegenwärtigen können; allerdings müssen wir da über diesen engbegrenzten Raum hinausgreifen. Ich schildere das zeitliche Nebeneinander verschieden tiefer und verschiedenartig bevölkerter Meere von Norden nach Süden quer durch den mittlern Teil der Schweizeralpen vorschreitend.

Die Sedimente der **Triaszeit** im zentralen Europa sind charakterisiert durch eine Folge von Sandsteinen, Mergeln und Litoralkalken, Gips und Steinsalz; es herrschte hier ein Binnenmeer. Südwärts stoßen wir auf eine allmähliche Reduktion in der Reichhaltigkeit und Mächtigkeit der Sedimente; dieses seichte Meer, hie und da unterbrochen von Landrücken, dehnte sich aus über das ganze zentrale Gebiet unserer heutigen Alpen. Dann aber, wie wir aus der Natur der Schichtgesteine herauslesen, wurde das Meer südwärts immer tiefer; einem weit sich ausdehnenden Weltmeer gehörte damals das Gebiet südlich der heutigen Alpen an.

Zur **Jurazeit** treffen wir im zentralen Europa ein kontinuierlich herrschendes Meer; wie der Wechsel von kalkigen und tonigen Schichten zeigt, war dasselbe nicht sehr tief und die Tiefe wechselte öfter im Lauf der Zeit an derselben Stelle. Eine außerordentlich reiche Fauna belebte das Meer zur Jurazeit. Gegen Süden änderte sich die Natur dieses Meeres vorerst nur wenig und auch nicht in gleicher Weise in allen Abschnitten der langdauernden Jurazeit. Gegen die zentrale Zone der heutigen Alpen hin mußte aus dem von Ort zu Ort ungleich tiefen Meer da und dort Land aufgetaucht sein. Breccien, Korallenkalke, landpflanzenführende Mergel kamen zur Ablagerung.

Dann aber in einer weiteren südlicheren Region, welche der heutigen Medianzone der Alpen entspricht, muß auf das seichte Meer der Trias ein ebenfalls seichtes Jurameer in homogener Ausbildung durch das ganze Alpengebiet gefolgt sein. Der Boden dieses Meeres senkte sich kontinuierlich und so konnte sich in ungeheurer Mächtigkeit ein System von kalkigen, tonigen und sandigen Detritusgesteinen ablagern. Endlich, genau so wie zur Triaszeit, vertiefte sich auch dieses zentralalpine Jurameer südwärts immer mehr und schließlich finden wir in der heutigen Mittelmeerregion auch zur Jurazeit ein offenes Weltmeer. Wir begreifen nun einerseits, weshalb im allgemeinen die Ammonitengeschlechter Schwabens verschieden sind von denjenigen der Lombardei: ein seichtes, an Sinkstoffen reiches Meer, in welchem die Ammoniten sich nicht recht wohl gefühlt haben müssen, trennte beide Regionen und anderseits ist es doch wiederum verständlich, daß aus Ablagerungen, die nach unserer Anschauungsweise direkt südlich des Aarmassivs gelegen haben, ein Vermischen schwäbischer und mediterraner Formen bekannt geworden ist.

Jetzt kann ich auch noch einmal kurz die auffallendste Eigentümlichkeit des Klippenphänomenes berühren. An den Giswilerstöcken, an den Mythen und bei Iberg fand man Sedimente der Triasformation, die genau in ihrer Fossilführung übereinstimmen mit denjenigen der Lombardei. Nordwärts und südwärts aber von diesen engbegrenzten Punkten fanden sich nur Ablagerungen, die dem Faciesgebiet des seichten, mitteleuropäischen Triasmeeres angehören. Suchte man, was zunächstliegend erschien, das Auftreten dieser fremdartigen Triasgesteine zu erklären durch ein Emporstechen derselben aus der Tiefe oder durch einen Aufschub von Norden her aus dem schweizerischen Mittelland hervor — in beiden Fällen mußte man annehmen, daß mitten im Gebiet des seichten Triasmeeres ganz unvermittelt hier ein tiefer Meeresarm sich durchgezogen hätte, in welchem die Tiere südlicher Regionen gelebt hätten: ein facieller Hiatus war unvermeidlich. Dadurch aber, daß wir diese dem basalen, autochthonen Gebirge aufliegenden Triaskalke an den Südrand der Alpen zurückversetzen, erlangen wir wieder die vollste facielle Harmonie.

* * *

Überblicken wir den Gebirgsbau der Schweizeralpen im Ganzen, so erkennen wir, daß gerade im mittlern Teil derselben, da wo die Zwillingsmassive des Finsteraarhorns und des St. Gotthard sich erheben, die maximalste Aufstauung des Gebirges stattgefunden hat. Die Gebirgselemente, hier am meisten über das Meeresniveau erhoben, sind hier auch am stärksten denudiert. Wir kommen zu der Annahme, daß über dem St. Gotthard einst eine Gesteinsschicht gelegen hat, die über 10,000 m mächtig war. Westwärts und ostwärts des Aarmassivs auf der Linie Bodensee-Chiavenna einerseits, Freiburg-Ivrea anderseits liegt die Basis des Gebirges tiefer. Hier sind deshalb die weniger hoch aufgestauten Schichten auch in geringerem Betrage erodiert worden. Auf

diesen beiden Linien kann es uns eher gelingen, den Zusammenhang der einstigen sedimentären Bedeckung des Grundgebirges wieder zu rekonstruieren. Tatsächlich erkennen wir in der einstigen Aufeinanderfolge der Faciesentwicklungen von Nord nach Süd durch das Gebirge im Osten und im Westeu gewisse Analogien, sodaß wir es versuchen können den Zustand des Landes, dessen Gesteine späterhin zum Gebirgssystem unserer Alpen zusammengestaut worden sind, uns in seinen Entwicklungsphasen zu rekonstruieren. Wir kommen so dazu, die **Geologische Geschichte des Alpenlandes** zu ergründen.

Über die Natur unseres Landes in der ältesten Periode der Erdgeschichte, zur Zeit des Paläozoikums wissen wir sehr wenig. Die ältesten durch Fossilführung charakterisierten Sedimente gehören dem jüngsten Paläozoikum, dem Karbon an. Aus der Art und Weise, wie heute da und dort im Umkreise der Schweiz karbonische Sedimente zu Tage treten, können wir den Schluß ziehen, daß auf einem uralten Festlande da und dort in Süßwasserbecken Sandsteine und Tonschiefer mit Kohlen zum Absatz gelangt sind in relativ geringer Mächtigkeit. Das Meer der Karbonzeit hat von Norden her bis in die südlichen Vogesen gereicht.

Wie überall hatten auch im Gebiete der Alpen während der ersten Zeiten der Erdgeschichte in großartigem Maßstabe Reaktionen des Erdinnern nach außen stattgefunden, indem vorzugsweise granitisches Magma in solcher Menge unter der Sedimentdecke erstarrte und zwischen die Sedimente eindrang, daß dieses Gesteinsmaterial ein mächtiger Bestandteil der festen Erdrinde wurde. In Form von Gängen, Lagern und größern Massen, sogenannten Laccolithen, sind diese alten Granite den ursprünglich horizontalen Sedimenten der vorkarbonischen Zeit eingelagert, und hatten dieselben wohl auch stellenweise durch Kontaktmetamorphose verändert.

Zur Karbonzeit entstehen in unserem Gebiete auch oberflächliche vulkanische Bildungen, es sind dies zum Beispiel die Porphyre an der Windgälle.

Von einem gesonderten alpinen System war am Ende der paläozoischen Periode noch keine Spur vorhanden. Ganz Mitteleuropa bot den Anblick einer hügeligen Plateau-Landschaft dar, auf welcher sich hier und dort Seen und seichte Meere ausbreiteten.

Am Ende der Karbonzeit begannen im heutigen Alpengebiet die gebirgsbildenden Kräfte zum erstenmale in deutlich nachweisbarer Weise sich geltend zu machen. Das ganze konkordante System der alten Gneise und paläozoischen Sedimente mit den eingeschlossenen Eruptivgesteinen wurde durch eine tangential zur Erdoberfläche wirkende Kraft in Falten gelegt. Der Gegensatz des geologischen Baues der Schweizeralpen im Norden und im Süden des Rheines und der Rhone erklärt sich als eine Folge der Ereignisse der damaligen Zeit. Von dieser Faltung am Ende des Paläozoikums wurde ganz Mitteleuropa erfaßt. Von der Rhein-Rhonelinie, Chur-Martigny, bis an den Nordrand der hohen Venn, des westfälischen Sauerlandes und des Harzes

hatte sich ein einheitliches Faltengebirge, das Variscische Gebirge, aufgebaut. Die Gesteinsmassen der medianen Zone der Alpen hingegen wurden damals in ihrer ursprünglichen Lagerung nicht gestört. Damals war also der Gegensatz zwischen nördlicher und südlicher Zone noch viel schärfer ausgeprägt als zur Jetztzeit. Am Südrand des ins heutige Alpengebiet hineingreifenden Variscischen Gebirges bildete sich aus dem Detritus desselben ein Schuttwall: Der Verrucano der Glarneralpen und des Bündneroberlandes, der Quarzit des Unterwallis sind die Reste desselben. — Während die Gesteinsmassen der medianen alpinen Zone: Gran Paradiso, Monte Rosa, Tessin, Rheinwaldhorn in ihrer ursprünglichen Lagerung nicht gestört worden sind, setzte die variscische Gebirgsbildung wieder ein in den heutigen Südalpen: Die Zone von Ivrea, das Seegebirge sind Reste dieses postkarbonischen Gebirges.

Es ist eine allgemeine Erscheinung, daß ausgedehnte und energische Faltung im Gefolge hat das Nachdrängen vulkanischen Magmas aus der Tiefe. Viele granitische Gesteine des Schwarzwaldes und der Vogesen, des Mont Blanc-, des Gotthard- und des Aarmassivs sind so als Folgewirkung der variscischen Gebirgsbildung aufzufassen. Zum Teil ist dieses vulkanische Magma in der Tiefe unter der Erdoberfläche erstarrt, zum Teil ist es als Lava zu Tage getreten. So finden wir im Verrucano eingelagert Quarzporphyre, z. B. bei Bergün an der Albulastraße und Melaphyre in dem heute in den Glarner Freibergen liegenden, aber aus dem Bündner Rheintal stammenden Verrucano. Ganz besonders energisch aber war diese vulkanische Tätigkeit am Ende der paläozoischen und zu Beginn der mesozoischen Zeit im Gebiet der Südalpen. Nickelerzführende Olivinfelse, Diorite, Gabbro erfüllen als Tiefengesteine die Zone von Ivrea; an dieselbe reihen sich südwärts die Granitmassen von Baveno und Val Sesia. Die Oberflächenergüsse, die zu diesen granitischen Tiefengesteinen gehören, sind die Porphyrdecken zwischen Val Sesia und Lugano, sowie diejenigen von Bozen in Südtyrol. Von Bedeutung ist es, daß diese jungpaläozoischen Intrusionen von vulkanischem Magma in den südöstlichen Alpen, im Adamello z. B., fortgedauert haben auch noch in der mesozoischen Zeit.

Von dem einstigen zusammenhängenden, weit ausgedehnten variscischen Gebirge geben uns heute nur noch wenige zu Tage tretende Reste Kenntnis. Ausgedehnte Massen desselben sind versenkt in der Tiefe und noch von jüngeren Sedimenten überdeckt.

Jedes aufstauende Gebirge wird angenagt durch die nivellierende Kraft des Wassers, es wird abgetragen und über den ausgeebneten Rumpf desselben breiten sich seine Trümmer und neue Massen von Sedimenten. Das Meer überflutet wieder die Stelle, wo einst hohe Berge sich erhoben haben. Lehrreich für uns ist das Studium von Vogesen und Schwarzwald, der deutschen Mittelgebirge überhaupt, des Zentralplateau von Frankreich, der Bretagne. Es sind diese Gebiete, bei analogem Grundplane in ihrer Entwicklung hinter derjenigen der Alpen zurückgeblieben und führen uns also gleichsam

Entstehung von Vogesen, Schwarzwald und Rheintal. Fig. 76.

I. Am Ende des Unterkarbons
(Variscisches Gebirge)

II. Am Ende der Jurazeit.

III. Am Ende des Oligocaens.

Rheinthalsenke.

IV. Am Ende des Miocaens.

Vogesen-Horst

Schwarzwald-Horst

Rheinthalgraben

Kaiserstuhl

2,5 Km
2
1,5
1
0,5
0
0,5
1
1,5

C. Schmidt gez.

Km 50 40 30 20 10

Gneiss
Granit
Eruptiva
Unterkarbon
Oberkarbon
Perm
Trias
Jura
Oligocaen

frühere Stadien der alpinen Gebirgsbildung vor Augen. In oder vielmehr an solchen ältern Gebirgen werden naturgemäß Sedimente horizontal gelagert sein, deren Äquivalente in den Alpen steil aufgerichtet sind.

Unter den in der Normandie horizontal liegenden Juraschichten taucht gegen Westen, in der Bretagne, ein altes Faltengebirge empor, dessen jüngste mitgefalteten Sedimente der Karbonzeit angehören. Die Falten dieses karbonischen Gebirges wurden denudiert, niedere Hügelzüge sind heute die letzten Reste gewaltiger Gebirgsketten. Seit der Karbonzeit ist das Land niemals mehr vollständig vom Meere überflutet worden. — Wir wissen, daß, wo heute die nördlichen Schweizeralpen, Schwarzwald und Vogesen sich erheben, zu Ende der Karbonzeit ebenfalls ein Gebirge entstanden war, daß dann die Falten desselben durch die Erosion abgetragen wurden und das Gebiet lange Zeit Festland blieb. Die heutige Bretagne führt uns den geotektonischen Zustand der nordalpinen Zone vor Augen, wie er von der Zeit des Verrucano bis zum Lias herrschend war. Wie heute die Wasser des Kanales und des atlantischen Ozeans an den Küsten des alten Festlandes der Bretagne nagen und immer weiter landeinwärts vordringen, so breitete sich einst im Alpengebiet das Jurameer allmählich über das Festland aus.

Die mesozoischen Sedimente hatten das variscische Gebirge, d. h. ganz Mitteleuropa überdeckt. Während sie aber zur Tertiärzeit zugleich mit ihrer ältern Unterlage einerseits in den Alpen und im Jura aufgefaltet wurden, anderseits im Gebiete des schweizerischen Hügellandes und der oberrheinischen Tiefebene zur Tiefe sanken, sind Schwarzwald, Vogesen und das französische Zentralplateau seit Ende der mesozoischen Zeit im Großen und Ganzen stationär geblieben und nur die Kräfte der Denudation haben hier seit jener Zeit das Relief des Gebirges modifiziert. Da, wo auf diesen Gebirgen die mesozoische Sedimentdecke von der Denudation verschont geblieben ist, sehen wir das getreue Bild des Baues der nördlichen Schweizeralpen vor ihrer letzten Faltung vor uns; wo jedoch, wie im südlichen Schwarzwald und in den gegenüberliegenden Vogesen die Sedimente denudiert wurden, enthüllt sich auch hier, wie in der Bretagne, das alte Europa, wie es am Schlusse der paläozoischen Zeit sich gebildet hatte.

Ebenso wie in Vogesen und Schwarzwald haben sich im ganzen Gebiet des Jura, des Mittellandes und der Alpen über den paläozoischen Kern die Sedimente der Trias-Jura-Kreide und Tertiärformation abgelagert. Daß dieser Untergrund nicht gleichartig struiert ist durch das ganze Gebiet, wissen wir bereits. Das variscisch gefaltete Rumpfgebirge liegt unter der Tafel und unter den Ketten des Jura, es unterteuft die Molasse des Mittellandes und in steil aufgerichteten, zusammengestauten Bänken tritt es wieder hervor im Aar- und Gotthardmassiv. Südlich des Zentralmassivs glätten sich die Falten, die Gneise des Tessin lagen horizontal während der ganzen mesozoischen Zeit; dann in der Zone von Ivrea und im Seegebirge setzen die variscischen Falten wieder ein.

Fig. 77.

Nordöstliche Wand des Tödi, gesehen vom Ochsenstock.

Phot. Gebr. Wehrli

Vgl. Rothpletz. Abh. S. P. G. VI. (1879)

Ein Hauptziel der geologischen Forschung ist es nun zu untersuchen, wie im Alpengebiet die Meere zu- und abgeflossen sind während der ganzen Zeit des Mesozoikums und des ältern Tertiär. Für jede Stelle der Alpen muß diese Rekonstruktion gegeben werden; aber fast unlösbar erscheint das Problem, wenn wir bedenken, daß kein Steinchen, ja kein Berg mehr in den Alpen da liegt, wo sein ursprünglicher Bildungsort war, daß wir hundert und mehr

Fig. 78.

Schematisches Profil durch die Schweizeralpen.

Km 20 15 10 5 0 5 10

Nord Säntis S A H G K Br O D B OK

Aar-Massiv Rhein-Rhone-Narbe. Gotthard Massiv Simplon Tessiner Masse Jvrea-Zone Seegebirge Süd Lombardei

0 10 20 30 40 50 Km. C. Schmidt gez.

S = Säntis-Teildecke. G = Glarner-Deckfalte. Br = Brecciendecke. OK = Kryst. Kern der ostalpinen Decke.
A = Axen-Teildecke. K = Klippendecke. O = Ostalpine Decke B = Bündnerschiefer.
H = Helvetisches autochthones Gebirge. D = Autochthones Deckgebirge des Aarmassivs.

Molasse Alttertiär Kreide, Jura & Alpine Trias Trias & Perm Gneiss, Granit etc.

Fig. 79.

Das Gebiet der mittleren Schweizeralpen vor der jungtertiären Hauptfaltung.

Facies der Sedimente:

Helvetisch Autochthon | Helvetische Decken | Klippendecke | Brecciendecke | Bündnerschiefer-Zone | Ostalpine Decke & Mediterran Autochthon

Nord. Süd

Variscische Centralmassive Aar | Gotthard | Rhein-Rhone-Narbe | Axiale Carbon-Anticlinale | Zone des Gr. St. Bernhard | Tessiner- & Mte Rosa-Gneiss | Zone von Jvrea | Seegebirge | Granit von Baveno etc

Alttertiär Nummuliten Kreide Jura Trias & Perm Carbon Quarzporphyr Diabas etc. Granit, Protogin Diorit etc Gneiss Gerölle Breccien

0 50 100 Km C. Schmidt gez.

Kilometer weiter die Berge wieder verschieben müssen, um das ursprüngliche Nebeneinander und Übereinander der Gesteinsbildungen wieder zu erhalten. Wie das Gebiet der Schweizeralpen ausgesehen hat vor der jungtertiären Hauptfaltung, vor der Individualisierung des Gebirges, das müssen wir wissen, wenn wir den heutigen Bau des Gebirges verstehen wollen.

Auf Grund weitgehender Vergleichungen und Verallgemeinerungen gelingt es, die mesozoische und alttertiäre Sedimentdecke im Alpengebiet in ihrer hypothetischen primären Entwicklung zonenweise von Nord nach Süd zu gliedern. Wo die Sedimente von Norden her unter der Molasse emporsteigen und an den aufsteigenden variscischen Kern des Grundgebirges sich anlehnen, zeigen sie diejenige Facies, die mit der mitteleuropäischen am meisten übereinstimmt. Hier haben wir das Gebiet, das als „Helvetisch Autochthon" und als „Helvetische Decken" bezeichnet wird, südwärts daran reihen sich die Zonen allmählich in einander übergehender Faciesentwicklungen, die benannt worden sind: Klippenfacies, Breccienfacies, Bündnerschieferfacies, Ostalpine und Mediterrane oder Dinaridische Facies. Jedes Faciesgebiet hat annähernd ein ihm eigentümliches Grundgebirge: Die helvetische Facies ruht auf dem nördlichen Teil des heute zu den Alpen gehörenden variscischen Gebirges. Klippen- und Breccienfacies liegen auf einem Zwischengebiet zwischen variscisch gefaltetem Grundgebirge und der medianen Zone horizontal liegender Gneise. Bezeichnend für dies Gebiet ist der Umstand, daß die Bestandteile des Grundgebirges relativ hoch aufragen und das Material für Breccienbildung durch die ganze mesozoische Zeit bis ins Eocän geliefert haben. Der medianen Gneiszone eigentümlich ist die Flyschfacies der Bündnerschiefer. Auf der Zone von Ivrea und auf dem Seegebirge liegen die Sedimente in ostalpiner und dinaridischer Facies.

Ein weiteres Postulat alpiner Geologie ist es nun, zu untersuchen, wie dieses ganze, zum Teil recht heterogen aufgebaute Schichtensystem, mit eingelagerten Eruptivgesteinen, zu dem heute als einheitlicher Bau uns entgegentretenden Alpengebirge zusammengeschweißt worden ist. Am Ende der ältern Tertiärzeit gab es noch keine Alpen, erst seit diesem relativ jungen geologischen Zeitabschnitt ist das stolze Gebäude aufgerichtet und z. T. wieder zerstört worden. Auch außerhalb des alpinen Gebirgssystems sind seit Schluß des ältern Tertiärs, seit der Oligocänzeit gebirgsbildende Veränderungen eingetreten. Wir können nachweisen, daß damals vom Südwestrand des heutigen Harzes längs einer nordsüd verlaufenden Linie entsprechend des heutigen Rheintales von Frankfurt a./M. bis Basel, quer durch Jura und die Alpen bis Ivrea sich eine Senkungszone entwickelt hat. In diese Senke drang das Meer von Norden her ein in die werdende oberrheinische Tiefebene und von den so sich emporhebenden Randgebirgen des Schwarzwaldes und der Vogesen wurde die mesozoische Sedimentdecke aberodiert. Einbrüche der festen Erdkruste und damit verbundenes Aufdringen vulkanischer Magmen charakterisieren die

gebirgsbildenden Bewegungen des mittlern Europa zur Tertiärzeit. Der schweizerische Tafeljura gehört mit zu diesem System, wo zentripetale Bewegungen der Erdkruste herrschend waren.

Im alpinen Gebiet müssen sich vorerst infolge weitausgreifender Einsenkungen und wohl auch infolge gleichzeitiger Aufstauungen namhafte Niveaudifferenzen herausgebildet haben und das Ganze ist ergriffen worden von einer gewaltigen, lange Zeit andauernden, von Nord nach Süd gerichteten, tangentialen Schubkraft. Was diese Schubkraft bewirkt hat, das zeigt uns der heutige Bau der Alpen.

Wie im Einzelnen gezeigt wurde, können wir im Gebirge den Verlauf der Schichten so verfolgen, daß in erster Linie erkannt wird, wie am Nordrand der alpinen Zentralmassive die südlichen Teile in mächtigen Falten auf die ebenfalls nordwärts überstürzten nördlichen Teile sich hinüberlegen. Die helvetischen Decken (Glarner Deckfalte mit Säntisteildecke; Axenteildecke 2c.) legen sich auf das autochthone helvetische Gebirge. Vom Südrand der Zentralmassive, aus der Rheintal- und Rhonetalnarbe heraus, von den Höhen von Gotthard und Mont-Blancmassiv herab, schieben sich nordwärts Klippendecke und Brecciendecke. Vom Ortler her legt sich die Ostalpine Decke über das mittlere Bünden bis ins Vorarlberg und als ihr Äquivalent in der westlichen Schweiz wird von den Höhen des Ivreamassivs der Dent Blanche-Deckenkern abgeschoben und ins mittlere Wallis gelegt. Die Sedimente, die in mediterraner Facies über dem Ivreamassiv gelegen haben, gelangen als Südalpine Decke noch weiter nach Norden; bei Iberg, in den Giswilerstöcken liegen sie zu oberst auf dem ganzen System der Decken, die sukzessiv vom Tiefsten zum Höchsten immer je einen weiter südlich gelegenen Ursprung besitzen.

Fig. 80.

Schematische Darstellung der Faltungsdecken in den östlichen Alpen (G. Steinmann, Zeitschrift d. D. Öst. Alpenvereins. 37. 1906).

Ungemessene Zeiträume haben diese gewaltigen gebirgsbildenden Vorgänge beansprucht. Die sich aufstauenden Gebirgsmassen wurden durch Erosion zerstört. Die Zusammensetzung des Schuttwalles am Nordrand des Gebirges, dessen Entstehung zu Beginn der jüngern Tertiärzeit einsetzt, weist darauf hin, daß damals die weit aus dem Süden stammenden Decken die der Denudation sich darbietende Oberfläche gebildet haben. Hiemit haben wir prinzipiell die Lösung für das Problem der Entstehung der exotischen Nagelfluh gefunden.

Der zur Miocänzeit angelegte Schuttwall des Gebirges, welcher während der großen Ausdehnung der Gletscher durch Moränenmaterial weiter aufgebaut wurde, wächst bis heute immer fort. Die losen Flußgerölle werden zum festen Gestein der diluvialen Nagelfluh verkittet. Die Geschiebe der Flüsse füllen die alpinen Randseen allmählich aus, gerade so wie zur Miocänzeit alpine Ströme mächtige Deltas in das seichte Meer der Mittelschweiz hinausgebaut hatten. — Diejenige Periode der Gesteinsbildung, die nur auf Kosten des vorhandenen Baumateriales des Gebirges wirksam ist und die zu Anfang der jüngern Tertiärzeit begonnen hat, dauert heute noch fort und wird erst dann ihr Ende finden, wenn das Alpengebirge vollständig nivelliert sein wird und das Meer von neuem dauernd unsere Gegenden überflutet.

* * *

Fig. 81.

Gefaltete „Unterste Kreide" an der Axenstraße.

Phot. Dr. H. Preiswerk

Schichtfaltungen von Röthidolomit und Quartenschiefer.
P. Urlaun — P. Ner am Tödi.

Fig. 82.

Vgl. A. Heim. B. G. S. XXVI.

Die Beweglichkeit der Gesteinsmassen im Großen ist die Bedingung für die Entstehung der Gebirge. Die Erdbeben sind der Beweis dafür, daß auch heute noch die Erdrinde nicht starr ist. Wenn wir einerseits aus der anormalen Aufeinanderlagerung der Gesteinsmassen in den Alpen auf eine Transportfähigkeit der Massen schließen müssen, so ist es andrerseits eine besondere petrographische Ausbildung, d. h. eine nachträglich eingetretene Umformung der alpinen Gesteinsarten, die uns weiterhin erkennen läßt, daß auch die Gesteinsmasse selbst veränderlich ist. Wenn ich bis jetzt lediglich von der Beweglichkeit der Gebirgsteile, der Gesteinsmassen im Großen, gesprochen habe, sind somit die modernen geologischen Probleme des Alpengebirges nur zum Teil berücksichtigt worden. Schritt auf Schritt begegnen wir im Gebirge Tatsachen, die dem kundigen Auge auch eine gewaltige stoffliche und strukturelle Umwandlungsfähigkeit der Gesteine offenbaren. Über Art und Ursache der Metamorphose alpiner Gesteine ist heute der Widerstreit der Meinungen heftig entbrannt. Unabweislich ist aber die Tatsache, daß der Mechanismus der Gebirgsbildung sich auch äußert in einer durchgreifenden Deformation der das Gebirge zusammensetzenden Gesteine. Augenfällig ist es, wie die ursprünglich horizontal liegenden Schichtgesteine da und dort gebogen, gefaltet, zusammengestaut, verknetet sind. Das Bild der Felswand im Großen spiegelt sich wieder auf der Oberfläche des kleinen Gesteinsstückes.

Stoß im Säntisgebirge. Fig. 83.
Überliegendes Gewölbe in Schrattenkalk.

Phot. Gebr. Wehrli

Nicht nur weiche mergelige Schichtgesteine werden gebogen und gefaltet, als wären sie weiches plastisches Blei, auch dickbankige spröde Kalkbänke bilden prachtvoll geschwungene Gewölbe.

In den Gesteinen eingeschlossene Petrefakten werden deformiert. Kreisrunde Ammoniten sind elliptisch in die Länge gezogen, die harten Belemniten wurden in Stücke auseinander gerissen.

Zerrissene Belemniten in Chloritschiefer des Untern Weißen Jura bei Fernigen (Kt. Uri). Fig. 84.

Wir wissen, daß der im Meeresgrunde sich ablagernde Gesteinsschlamm verfestigt wurde ganz allmählich, daß daraus eine harte, spröde Gesteinsbank wurde. Längst nach ihrer Verfestigung ist der Faltungsprozeß eingetreten und dabei hat sich das harte spröde Gestein verhalten wie eine duktile, biegsame Masse.

Die modernen Untersuchungsmethoden der Gesteine lassen uns bis in die letzten Feinheiten erkennen, aus welchen Mineralien ein Gestein besteht und wie die Gemengteile sich aggregieren. Dem unbewaffneten Auge nicht wahrnehmbare Züge, die bei scheinbar ganz verschiedenen Gesteinen auf gemeinsamen Ursprung hinweisen, werden offenbar. Wir erkennen, wie gewisse nur mit dem Mikroskop des Petrographen wahrnehmbare Besonderheiten der Gesteine in manchen Fällen auf eine bestimmte Entstehungsart derselben hinweisen.

Die alpinen Gesteinsarten sind alle dynamisch modifiziert. Die tausendfältige mikroskopische Untersuchung der im Gebirge am intensivst gepreßt erscheinenden Gesteine zeigt uns durchweg Zermalmung in erster Linie, dann aber bei Drucksteigerung und längerer Dauer des Druckes chemische Auflösungen und bei wieder eintretender Druckerniedrigung Auskristallisation neuer Mineralien. Man darf die vor Augen liegenden mechanischen Deformationen

der Gesteinsgemengteile, die Deformations- und Mikrobreccienstrukturen, nicht als den Schwerpunkt der Dynametamorphose betrachten. Neben der Wirkung erhöhten Druckes tritt diejenige erhöhter Temperatur und lösender Agentien ganz besonders in Wirkung. Erhöhte Temperatur und Druck bei gleichzeitiger Einwirkung von Lösungsmitteln, d. h. überhitztes Wasser in feinster Verteilung, das Kohlensäure, Kieselsäure, Borsäure und Titansäure enthält, genügen allein vollständig zur Erklärung weitgehendster mineralischer Umbildungen in den Gesteinsmassen. An Stelle mechanischer Vorgänge treten chemische, d. h. beide sind eng mit einander verbunden. So bedeutet der Vorgang der Kristallisation im festen Gestein, das unter der Herrschaft des Gebirgsdruckes steht, unter Umständen eine vollständige Regeneration des mineralischen Bestandes eines Gesteins. Aus einem normalen Sediment wird im Gebirge ein „kristalliner Schiefer". Man hat gefunden, daß die Art der Mineralumbildungen in den Gesteinen in charakteristischer Weise bedingt ist durch die Tiefenstufe, in der das Gestein zur Zeit seiner Umwandlung sich befindet. Die allgemeine Verbreitung kristalliner Umbildung der Gesteine in den Alpen weist also darauf hin, daß dieselben sich in der Periode ihrer Dislokation, zur Zeit der Gebirgsbildung, in sehr großer Tiefe in der Erdrinde befunden haben. Die theoretischen Profile, die wir heute durch die Alpen legen, zeigen, daß die mesozoischen Sedimente zum Beispiel, da wo sie am ausgeprägtesten kristallinen Habitus angenommen haben, zur Zeit ihrer Faltung 15000 bis 20000 Meter tief unter der Oberfläche gelegen sein sollen. Infolge der späterhin wirkenden Erosion sind diese Gesteine erst wieder relativ näher der Oberfläche zugerückt worden.

Unter den vielumstrittenen Fragen in der petrographischen Erforschung alpiner Gesteine, handelt es sich unter anderem um folgendes: In den zentralen Teilen der Alpen zeigen die Sedimente der Trias und des Jura nicht mehr ihre normale Ausbildung, sie sind kristallinisch geworden, genau so wie anderwärts nur die Schichtgesteine der ältesten, azoischen Periode ausgebildet sind. Man möchte sie für „Urgebirge" halten, sie führen aber da und dort Petrefaktenreste. Nach unserer Anschauung ist die Metamorphose der Gesteine ursächlich geknüpft an die Vorgänge, die bei der Gebirgsbildung in ihrer ganzen Ausdehnung und Komplikation in Aktion traten. Diese sind es, welche neue Mischungen und neues Gewebe in den Felsmassen erzeugt haben. Wir bezeichneten diesen Prozeß der Gesteinsumbildung als Dynamometamorphose. Nach einer andern Lehre sind gewaltige Massen von Eruptivgesteinen zwischen die normalen Sedimente eingedrungen und haben dieselben am Kontakte weithin umgewandelt. Um dieser zweiten Lehre überhaupt eine Grundlage geben zu können, muß man granitartige Gesteine der Schweizeralpen ihrem geologischen Alter nach für jünger erklären, als die Sedimente der Juraformation. Der Beweis für diese schwerwiegende Annahme ist noch in keiner Weise geliefert.

* * *

Bei meinen Auseinandersetzungen über die Geologie der Alpen habe ich bis jetzt ein wichtiges Kapitel fast gänzlich außer Acht gelassen, nämlich das Problem der Tal- und Seebildung. Aus den dunklen Tiefen, in die uns die Darlegungen über die Metamorphose der Gesteine hinabgeführt haben, steigen wir wieder an die sonnige Oberfläche und auch hier werden wir wieder finden, wie durch Erkenntnis des Baues der Alpen allein die Erscheinungen uns verständlich werden. Die alten Geologen sahen in den tiefen Talfurchen der Gebirge Spalten, klaffende Risse in der Erdkruste; die Modernen lehren uns, daß unbekümmert um den Bau des Untergrundes fließendes Wasser und Eisströme Berg und Tal in ihrer heutigen Gestaltung geformt haben.

Der originelle Geologe Ulrich Stutz hat einmal den Ausspruch getan: „Die Seen sind Löcher, gegen welche die Berge sich gesenkt haben!" Man hat viel über dieses Diktum gelacht und trotzdem enthält es ein Stück Wahrheit. Der Bodensee ist das Loch, gegen welches der Säntis vorgerutscht ist. Die Depression des Walensees erkennen wir wieder, auch wenn wir die darüber erodierten Schichten in einer Mächtigkeit von 3000 m ergänzen. Die drei Seen von Murten, Neuenburg und Biel am Rande des Jura deuten auf jene starke Versenkung des alpinen Vorlandes hin, in die die exotischen Massen der westlichen Schweiz sich hineingesenkt haben. Die größte Breite des halbmondförmigen Genfersees treffen wir da, wo die Deckscholle des Chablais von den Höhen hoch über dem Mont-Blanc abgerutscht ist.

Die tiefe Längsfurche von Rhein- und Rhonetal ist die Narbe, aus der der Verrucano von Glarus, Churfirsten und Säntis einerseits, die exotischen Freiburger Alpen andrerseits herausgequetscht worden sind. Es sind tektonische Täler.

In dem heute herrschenden Streite um Wasser- oder Eiserosion müssen wir beiden Schulmeinungen etwas von dem Gewichte ihrer Argumente nehmen. Täler und Seen sind in ihrer Anlage zu erklären weder durch die Wirkung des nagenden Wassers noch durch diejenige des kolkenden Gletschereises. Sie sind vielmehr in ihrem ersten Werden bedingt durch den Gebirgsbau. Flußwasser und Gletschereis formen die Skulptur der Oberfläche. Die Verteilung von Hoch und Tief im Gebirgsland kann nur durch die Tektonik erklärt werden. Das vordringende Meer allein ist es, das Berg und Tal auszuebnen vermag.

* *
*

Vergleichen wir den Stand der geologischen Alpenforschung von heute mit demjenigen von vor zwanzig Jahren, so erkennen wir, daß in manchen Punkten der Fortschritt, der durch vereinte Arbeit einer immer sich mehrenden Zahl von Forschern erzielt worden ist, ein großer genannt werden muß. Damals hatte man z. B. erst zu kämpfen darum, daß das „Klippenphänomen" nicht als „Problem für sich" betrachtet werden durfte, sondern vielmehr den Angelpunkt darstellt zur Lösung der Frage nach der Entstehung der Alpen

überhaupt. Man zweifelte damals noch an dem geologisch relativ jugendlichen Alter gewisser hochkristalliner, altertümlich aussehender Sedimente, die in kontinuierlichem Zuge die mediane Zone der Alpen einnehmen. Vieles ist heute noch dunkel; aber einerseits in der richtigen Erkenntnis dieser Mangelhaftigkeit unseres Wissens, in der scharfen Formulierung der schwebenden Fragen und in methodisch sicherer, konsequenter Verfolgung des klar vor uns liegenden Zieles liegt die Bürgschaft zu weiteren Erfolgen. Andrerseits aber möchte ich doch die Wahrnehmung nicht unterdrücken, daß auch heute noch es nicht an mit Wärme verteidigten Anschauungsweisen fehlt, die nach meiner Ansicht in eine Sackgasse führen, das Schifflein auf den Sand zu setzen drohen. Eine andere Gefahr ist die, daß die in glänzendem Gewande dargebotenen neuen Lehren, die mancherorts sicher einen faktischen Erfolg, einen wirklichen, schönen Sieg bedeuten, berauschend wirken. Die Theorie wird überall in den Vordergrund gedrängt, vorgefaßte Meinungen trüben den Blick und schwächen die Unbefangenheit ruhiger Arbeit. Ich meine auch, heute noch soll der Geologe in erster Linie es lernen und üben, Petrefacten und Gesteine zu untersuchen und draußen im Kleinen treu und genau zu beobachten. Der Hammer muß auch heute noch für den Geologen das Instrument sein, dessen er sich nie entraten darf.

Ich mußte es mir hier versagen, meine Huldigung darzubringen denjenigen Forschern, deren Scharfsinn und unermüdlicher Arbeit wir die erzielten Erfolge verdanken; den vielgeschlungenen, dornenvollen Pfad allmählich wachsender Erkenntnis konnten wir nicht verfolgen. Mitten im Kampf der Meinungen stehen wir heute, nicht nur umgibt uns eine täglich sich mehrende Flut von Druckschriften; an Versammlungen, wo die Geologen der ganzen Welt sich treffen, werden lebhafte Worte gewechselt; in größerer oder kleinerer Anzahl, offiziell oder inoffiziell durchstreifen wir Tage lang das Gebirge und der lebhafte Wunsch, je und je mit eigenen Augen zu sehen, was andere entdeckt, führt uns weithin durch die Länder und über Meere. Es war von jeher das Vorrecht der Geologen, verbunden durch gemeinsame Interessen und persönliche Freundschaft, der Forschung gewidmete Wanderungen gemeinsam zu machen. Daß auch Freunde der Alpenwelt, die nicht wie der Geologe zu wandern und zu arbeiten haben, etwas erfahren von unserem Tun und Denken und auch teilhaftig werden mögen an unsern Freuden, ist der Zweck dieses Büchleins.

Verzeichnis der Tafeln.

Taf. I **Profilserie durch die Schweizeralpen,** entworfen v. C. Schmidt.
Fig. 1 und Fig. 2. Faltenschema.
Fig. 3. Profil: Speer bis Piz d'Err. 1 : 400,000.
Fig. 4. Profil: Rigi-Lombardei. 1 : 400,000.
Fig. 5. Profil: Moléson-Piemont. 1 : 400,000.
Fig. 6. Profil: Schwarzwald bis Lombardische Kalkalpen. 1 : 700,000.

Taf. II **Geologische Panoramen aus dem Simplongebiet** v. C. Schmidt und H. Preiswerk.
Monte Leone und Cistella, gesehen vom Teggiolo.
Wasenhorn und Hübschhorn, gesehen von Stalden.
Passo Naret, gesehen von Val Torta.
Faulhorn, gesehen vom Altstaffel am Nufenenpaß.

Taf. III **Geologische Reliefkarte der Schweiz,** i. M. 1 : 1,250,000, entworfen von C. Schmidt.

nsona

Ivrea

Pillonet

Simpl

eggiolo.

Refuge 1926 m Passo di Naret, ge

V = Bündnerschiefer; R = Rau